

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
95. ÉVF. * 5. SZÁM * 1991. SZEPTEMBER – OKTÓBER

TARTALOM

CONTENTS

<i>Örményi I.</i> : Ultraibolya sugárzás a budapesti Szent Lukács fürdő területén	207	<i>Örményi, I.</i> : On the ultraviolet climate of St. Lucas Bath in Budapest	207
<i>Simon A.</i> : A mesterséges eredetű légköri radioaktivitás ülepedése 1982 és 1990 között	215	<i>Simon, A.</i> : Deposition of the atmospheric radioactivity of artificial origin between 1982 and 1990	215
<i>Dunkel Z., Tiringér Cs. és Zárbok Zs.</i> : Agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűségének meghatározása	226	<i>Dunkel, Z., Tiringér, Cs. and Zárbok, Zs.</i> : Determination of the rational density of a network of agricultural meteorology	226
<i>Németh P, Horváth Á.</i> : A relatív nedvesség mezo-skálájú háromdimenziós objektív analízise	237	<i>Németh, P, Horváth, Á.</i> : A three dimensional meso-scale objective analysis from relative humidity	237
<i>Thoma F.</i> : A vízpára molekuláris diffúzióját leíró függvény egyes sajátosságai	245	<i>Thoma, F.</i> : Individual characteristics of the vapour molecular diffusion	245
<i>Krónika</i>	258	<i>Chronicle</i>	258
<i>Atmospheric Environment</i> folyóirat 25A évf. 9. és 10. (1991) számának tartalomjegyzéke	260	<i>Contents of journal Atmospheric Environment</i> Vol. 25A Nos 9– 10. (1991)	260

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95 * NO. 5 * SEPTEMBER – OCTOBER 1991

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÁNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

ANTAL E. (Budapest)	MAJOR GY. (Budapest)
BOTTENHEIM, J. (Downsview, Ont.)	MILOSHEV, G. (Sofia)
CZELNAI R. (Geneva)	MÖLLER, D. (Berlin)
DÉVÉNYI D. (Budapest)	PANCHEV, S. (Sofia)
DRÁGHICI, I. (Bucharest)	PRÁGER T. (Budapest)
FARAGÓ T. (Budapest)	PRETEL, J. (Prague)
FISHER B. (London)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
GEORGII, H.-W. (Frankfurt a. M.)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
HAMAN, K. (Warsaw)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
HASZPRA L. (Budapest)	SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
IVÁNYI Zs. (Budapest)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
KALNAY, E. (Washington, D.C.)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KOLB, H. (Vienna)	WILHITE, D.A. (Lincoln, NE)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)	WIRTH E. (Budapest)

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,

1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Megjelenik kéthavonként

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 5. szám, 1991. szeptember-október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 5 September-October 1991

On the ultraviolet climate of St. Lucas Bath in Budapest

I. Örményi

National Institute for Rheumatics and Pysiotherapy, H-1525 Budapest, P. O. Box 54.

The global ultraviolet radiation in Budapest was studied from 1978 till 1988 at the site of St. Lucas Bath. The measurements were carried out by an Eppley UV radiometer in the range of 290 – 395 nm. The average of daily totals is found to $145,9 \text{ Wh/m}^2$. The maximum is recorded in summer at noon (34 W/m^2), while the minimum value is observed in January ($5,5 \text{ W/m}^2$). On a long run a fluctuation was observed in the global UV radiation showing a decrease at the end of the 70's owing to volcanic effects. An increase was recorded in 1986 and 1987 which might be the result of the turning point in the eleven year cycle of the solar activity. From this period the radiation decreases again. The results obtained are discussed from practical point of view with special respect to people having rheumatism and psoric.

*

Ultraibolya sugárzás a budapesti Szent Lukács fürdő területén. A szerző 1978 és 1988 között vizsgálta a globális UV sugárzást Budapesten a Szent Lukács fürdő területén. A méréseket az Eppley féle UV radiométerrel végezték a 290 és 395 nm közötti hullámhossz sávban. Az átlagos napi érték $145,9 \text{ Wh/m}^2$. A legnagyobb érték nyáron van délben 34 W/m^2 , míg télen januárban $5,5 \text{ W/m}^2$. A hosszútávú UV globálisugárzás értékeiben hullámlás figyelhető meg, amely a hetvenes évek végén csökkenést mutat, a vulkán-tevékenység hatása miatt. Ezt 1986- és 1987-ben emelkedés követi, amely a 11 éves naptevékenységi periódus ciklusváltozásának a jele lehet. Ezt követően ismét csökken a sugárzás szintje. Végül a szerző gyakorlati tanáccsal szolgál a felhasználásra, különösen a reumás és pikkelysömörös egyéneknek.

1. Introduction

One of the most important ranges of sunshine is the band of ultraviolet radiation. According to the international classification by *Schulze*, (1970) radiation on the earth surface can be detected in two ranges, i. e. in *UVA* (315 to 390 nm) and in *UVB* (290 to 315 nm). Radiation can be measured by physical, chemical and biological methods. In this study we use only some of physical methods.

The world-wide known devices applying the physical methods are the following:

– the *Eppley UV* radiation counter (*Marchgraber and Drummond*, 1960) working mainly in *UVA*-range and

– the *Robertson* (1972) -*Berger* (1976) *UV* radiation counter (*SUNBURN-Meter*) for *UVB* range.

From human biological point of view the former range has a direct effect on pigmentation (skin tanning), while *UVB* radiation causes rubefaction (erythema effect). To be able to prove the characteristic effects of *UV* radiation, at least a five year's measuring

period is needed. *Measurements meeting such kind of demand have not yet made in Hungary.* For this reason and observational program was organised by our institute which started in May in Budapest.

2. Measuring methods

Measurements have been carried out by an Eppley UV radiometer mounted on a two and half meter high iron frame at the sun-bathing terrace in the Lucas Section of the National Institute for Reumatics and Physiotherapy. The measuring place is 148 m high above the sea level. The device is qualified to measure the ultraviolet radiation of the sun and the sky. Two measuring heads were applied. In the first five-year period a head of no. 13 738 (Eppley, 1974a), in the second period that of no. 13 737 (Eppley, 1974b) was used. After these periods the heads were newly calibrated by the manufacturer. Besides this, the devices were several times checked during these periods at the Meteorological and Hydorological Institute in Bratislava (Czech and Slovak Republic).

The segment of the horizon for the measuring place were determined by an ATS Soviet theodolite and amounted to 2,5 percent on average due to the Buda mountains.

The device consists of a photometer, a Weston photo-cell and an UG 11 wide- band filter. Spectrum sensitivity of the latter is in the range of 290 to 385 nm, with a maximum

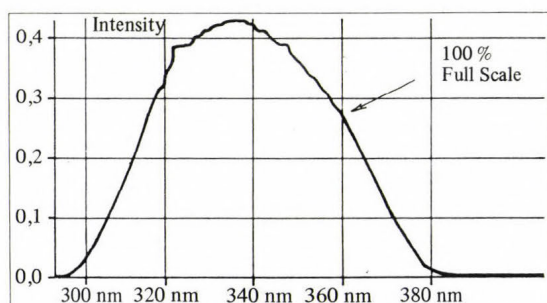


Fig. 1:
Spectrum sensitivity of the Eppley UV radiometer. On the horizontal axis the wave-length, on the vertical the intensity are illustrated

value of 335 nm (Fig. 1). The measuring head is covered by a Quarz filter, which needs regular cleaning (Eppely Labor Inc., 1975). The head is connected to the recording compen-sograph (of Leeds and Northrup Speedomax S-type) by an earthed coaxial cable. The values recorded on the band are in mV units. The calibration of the device was made in regular intervals, which practically means that a socket with a tungstan iodine lamp fitting to the detachable top of the measuring head is placed on the top. By switching on the lamp an artificial UV radiation is generated and the compesograph shows it maximum value. Should it not happen, the head of the device is defected. The measuring program is running since May 1978.

3. Evaluation and results

The evaluation technically means that the values of the diagrams (in mV) recorded on the bands are read and are multiplied by a constant ($c_1 = 0,769 \text{ mW/cm}^2$ and $c_2 = 0,571 \text{ mW/cm}^2$) to get the radiation values for each 30 minutes in mW/cm^2 . The values are summarized into tables and than the hourly values and the daily and monthly totals as well as the scattering values are calculated by an R-10 (Videoton) and a Commodore 64 type computer.

The figures obtained on clear and cloudy days are separated. Clear days are defined as days, when the diagrams recorded shows a steady, normal daily run and according to the hourly synoptical observations in Budapest the sky is uncloudy. Cloudy are the days, when the average cloud cover reaches a value of 0,8. The values recorded from June 1978 until May 1988 are used to calculate average data for a ten year period.

Table I:
Average hourly values of global UV radiation measured in Budapest, at the St. Lucas Bath. The data are expressed in W/m^2 relate to the period from 1978 through 1988.

Months	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	
	Hours																
Jan.				0,3	1,9	4,2	6,1	7,2	7,2	6,0	4,0	1,8	0,8				
Feb.		0,1	1,2	3,6	6,4	9,0	10,5	10,6	9,3	6,7	3,9	1,3	0,1				
March		0,1	1,2	4,3	8,1	12,0	15,2	16,9	16,6	14,3	11,0	7,5	3,8	1,2	0,1		
April			0,8	3,7	8,1	13,4	18,7	22,6	24,7	24,7	22,0	18,0	13,6	8,7	4,2	4,2	1,2
May	0,3	2,7	6,8	12,0	17,6	23,3	27,8	29,8	29,4	27,4	23,1	18,1	12,7	7,5	3,3	0,7	
June	0,8	4,7	8,5	14,1	20,6	26,5	31,1	33,7	33,7	29,9	25,8	20,4	13,9	8,2	3,6	1,2	
July	1,9	4,4	8,4	13,5	19,1	24,5	28,8	30,5	30,4	28,5	23,8	19,0	13,9	9,0	5,1	2,7	
August	0,1	2,0	6,2	11,9	17,9	23,5	27,9	29,7	29,4	26,1	21,5	15,6	10,0	4,9	1,4	0,1	
Sept.		0,2	2,5	6,7	11,9	17,1	21,4	23,6	23,2	20,4	16,5	11,4	6,4	2,4	0,4		
Oct.		0,1	0,4	2,8	6,3	10,0	13,0	14,6	14,4	12,5	9,3	5,6	2,2	0,3			
Nov.				0,5	2,3	4,3	6,0	7,1	7,0	5,9	4,0	2,0	0,4				
Dec.					1,0	2,8	4,4	5,5	5,6	4,7	3,1	1,3	0,1				

Table I shows data in W/m^2 recorded at the site of Lucas Bath. According to the data the maximum value is registered in June, at noon, reaching $33,7 W/m^2$. Fig. 2 illustrates these data in isoplethic representation.

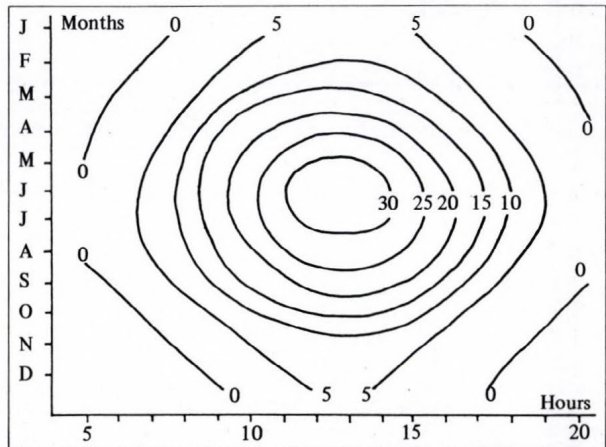


Fig. 2:
Isoplethic values of global UV-radiation at the St. Lucas Bath, in 1979 through 1988 (hourly average values).
Horizontally the hourly intervals, vertically the months are illustrated

Table II gives the values of global UV radiation recorded on clear days at the site of Lucas Bath. Fig. 3 illustrates the same data by using isoplethic representation. It is quite

obvious from this figure that the highest values can be measured in July, noon reaching $42,7 \text{ W/m}^2$.

Table II:
Average hourly values of global UV radiation, measured on clear days in Budapest, at the St. Lucas Bath. The data are expressed in W/m^2 relate to the period from 1978 through 1988.

Months	Hours																		
	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20			
Jan.				0,4	2,9	7,4	9,7	11,7	11,4	9,4	6,4	2,9	0,5						
Feb.			0,1	2,0	5,4	9,4	12,7	15,1	14,9	12,7	9,2	5,2	1,9	0,1					
March			1,7	5,6	10,5	15,4	19,2	21,7	20,9	17,8	13,5	8,6	4,2	1,1	0,1				
April	0,1	1,0	4,4	9,5	15,3	22,2	27,3	30,6	30,6	27,5	22,3	16,3	10,2	4,8	1,3				
May	0,2	2,7	7,5	14,1	21,7	29,2	35,7	39,6	39,9	36,7	30,9	23,3	16,0	9,3	4,0	1,0			
June	0,8	3,9	9,4	16,1	23,7	31,4	37,6	41,8	41,8	37,8	32,0	24,9	17,1	10,3	5,0	1,5			
July	1,1	4,5	10,1	17,4	25,1	32,4	39,1	42,7	42,2	38,3	31,3	23,4	15,6	8,9	4,1	1,4			
August	0,2	2,4	7,0	13,4	20,2	26,6	31,9	34,9	34,4	30,9	24,7	18,1	11,4	5,6	1,6	0,1			
Sept.		0,3	2,9	7,7	13,3	18,8	23,9	26,7	26,7	23,6	18,7	12,7	7,1	2,7	0,4				
Oct.			0,6	3,3	7,6	12,1	15,4	17,5	17,4	15,3	11,4	6,8	2,7	0,4					
Nov.				0,8	3,6	7,0	10,1	11,9	12,0	10,0	6,7	3,6	0,8						
Dec.				0,1	1,7	4,4	7,1	9,0	9,1	7,6	5,0	3,3	0,2						

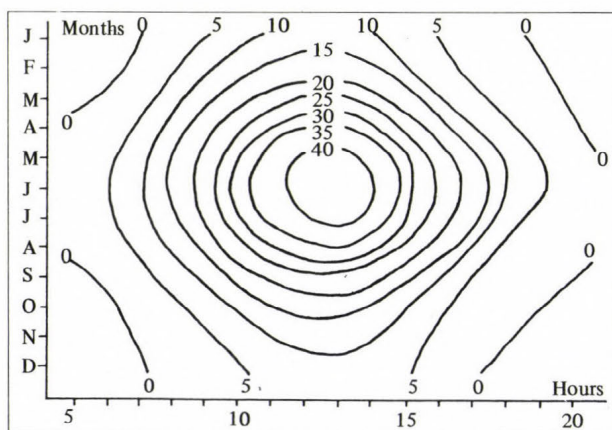


Fig. 3:
Data on clear days in isoplethic representation at St. Lucas Bath in 1979 through 1988 (hourly average values). Horizontally the hours, vertically the months are to be found

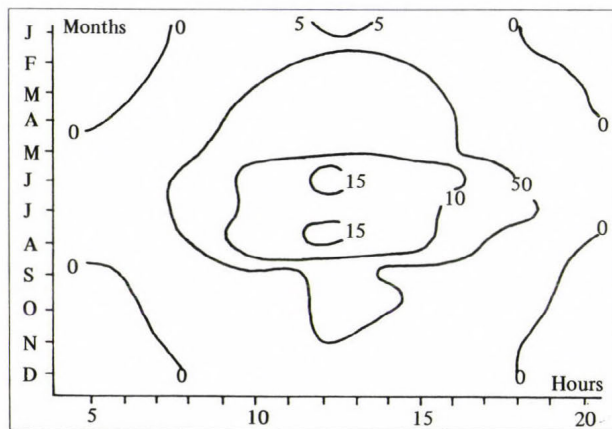


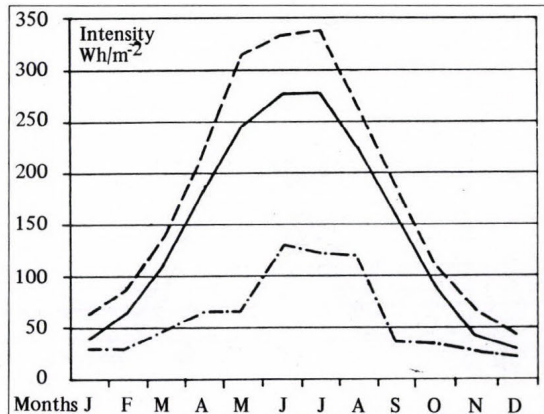
Fig. 4:
Data on cloudy days in isoplethic representation at the St. Lucas Bath in 1979 through 1988 (hourly average values). Horizontally the hours, vertically the months are to be found

In Table III the data of global UV radiation in every hour measured on cloudy days are summarised. The same values are plotted in Fig. 4 in isoplethic representation. One can see that the highest values found in August at noon reaches $16,4 \text{ W/m}^2$.

Table III:
Average hourly values of global UV radiation, measured on cloudy days in Budapest at the St. Lucas Bath.
The data are expressed in W/m^2 relate to the period from 1978 through 1988.

Hours	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20
	Months															
Jan.				0,1	1,5	3,4	4,7	5,6	6,2	4,9	3,2	1,5	0,2			
Feb.				0,6	1,6	2,9	4,0	5,0	4,9	4,7	3,7	1,9	0,7			
March			0,5	2,4	3,4	5,0	6,1	6,9	6,6	6,0	5,0	4,2	2,1	0,7	0,1	
April		0,2	1,1	2,5	5,2	7,1	8,1	8,3	8,1	8,5	7,1	5,0	3,1	1,3	0,5	
May	0,1	1,0	2,2	3,7	5,3	6,6	7,1	7,5	7,8	7,5	6,7	4,2	3,0	1,7	0,6	0,1
June	0,5	2,2	4,9	6,9	9,7	11,3	12,2	15,5	13,4	12,0	12,4	11,5	9,5	6,0	3,0	0,3
July	1,1	2,9	4,0	6,5	7,3	11,5	14,5	11,8	12,7	10,6	10,2	9,3	7,7	6,8	3,8	2,1
August	0,1	1,4	3,9	6,6	10,9	12,8	14,9	16,4	13,6	13,2	10,6	7,2	4,8	2,5	0,5	
Sept.			0,6	1,6	2,8	3,7	4,5	5,5	5,5	4,2	3,8	2,7	1,5	0,5		
Oct.			0,1	1,0	2,4	3,6	4,5	5,4	5,7	5,1	4,0	2,4	0,9	0,1		
Nov.				0,4	1,7	3,3	4,4	5,2	4,9	4,2	2,8	1,4	0,2			
Dec.					0,8	2,3	3,6	4,3	4,4	3,7	2,4	1,1	0,1			

Fig. 5:
The average daily totals of the global UV-radiation measured in 1979 through 1988 in Budapest, at St. Lucas Bath.
Horizontally the months, vertically the energy values are illustrated.
Continuous line is average daily totals; dashed line is for average daily totals on clear days; and dotted-dashed line is for the average daily totals on cloudy days



It is also interesting to illustrate the average daily run of the monthly totals of the global UV radiation (Fig. 5). The solid line represents the average values of the daily totals per month, while data recorded on clear and cloudy days are illustrated by dashed and dotted-dashed lines respectively. It is obvious from the figure the maximum monthly values are recorded in different times for the above cases.

Fig. 6 illustrates the average run of global UV radiation in Lucas Bath in June. As the figure shows the maximum values are around noon, except on cloudy days, when it is recorded between 11 and 12 hours.

In Fig. 7 the same is shown but for January. In this month the maximum values are also recorded in different times. The comparison of the two figures shows that the highest value observed in June at noon amounts only to 21 % that of the radiation measured in January.

Fig. 8 represents the global UV radiation monthly totals between 1978 and 1990. The curve illustrates quite well a decline of radiation in the first three years and it shows later an increase, which reaches its maximum in 1987.

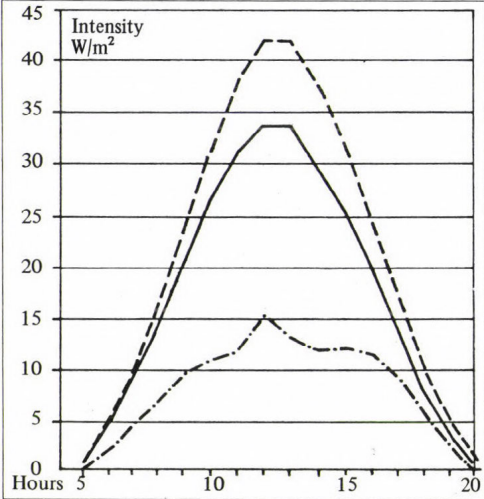


Fig. 6:
The average daily run of the global UV-radiation in June at the St. Lucas Bath. Continuous line: hourly average values; dashed line: hourly average values on clear days in June; dotted-dashed line: hourly average values on cloudy days, in June

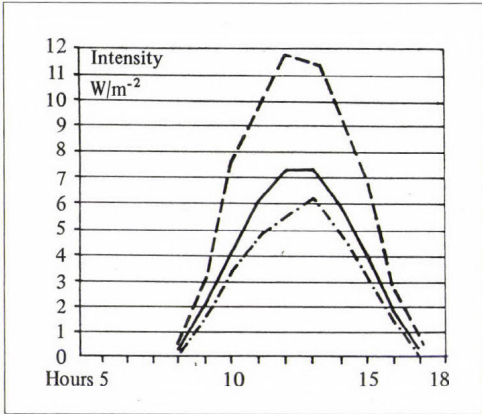


Fig. 7:
The average daily run of the global UV-radiation in January. Horizontally the hours, vertically the energy levels are to be found. Continuous line: average value of each hour; dashed line: average value of each hour on clear days; dotted-dashed line: average value of each hour on cloudy days

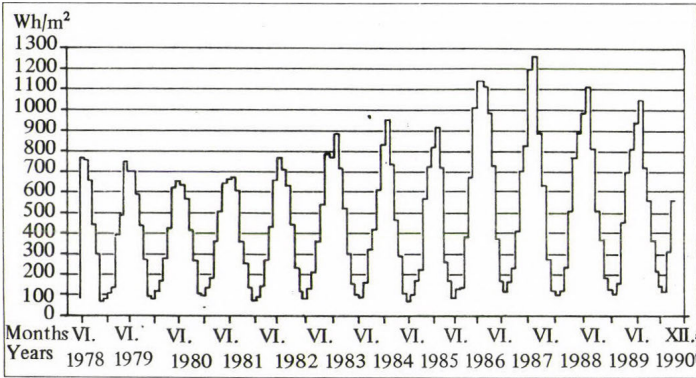
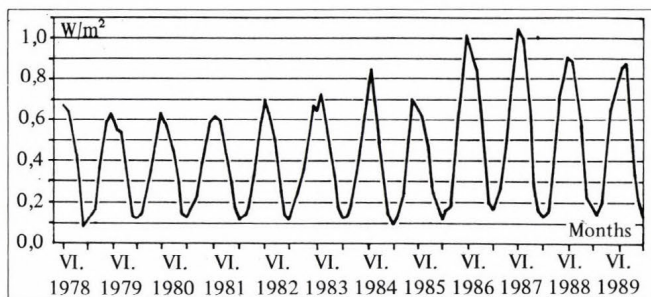


Fig. 8:
Monthly totals of global UV-radiation in 1978 through 1990. Vertically the global monthly radiation values, horizontally the years and months are illustrated

Fig. 9 shows the monthly average of the daily maximum values of the global UV radiation. This figure makes the yearly fluctuation more apparent showing a decline first and

Fig. 9:
Monthly average figures of
the daily maximum values of
global UV-radiation.
Horizontally the years and
months, vertically the
energy totals are to be found



an increase later. There is a change in the diagram in 1984 and the increase reaches its maximum in 1987 after a slight decrease. However, afterwards a decline can be started.

4. Discussions and conclusions

Measurements of global UV radiation have been made at several places all over the world. However, comparable measuring results can be obtained only by using the same type of devices.

Fortunately in the Carpathian-Basin many devices of similar type are available, first of all at the Bratislava flat-land (*Cabajová* and *Závodská*, 1983) and at Skalnáté Pleso high altitude stations (*Závodská*, 1982) in Slovakia. Thus our results can easily be compared with those for these regions. As it was noted at St. Lucas Bath an UV radiation of 34 W/m^2 was observed in June, at noon. Similar values were measured at Bratislava, Koliba station (289 m above sea-level: *Závodská*, 1981) and in the High Tatra (Skalnáté Pleso, 1783 m). At this places 40 W/m^2 and 46 W/m^2 were obtained which are higher by 18 % and 35 % respectively, than the value for Budapest. These slight differences can easily be explained by the fact that the level of the UV radiation is highly affected by the optical transparency of the air and by the air pollution. On the other hand the decline in the global UV radiation observed in the first three years, is probably due to the heavy volcanic activity of the 70's. Similar, but not so significant decrease in Moscow (*Garadzha* and *Nezval*, 1987) was reported for the same period. Later, at the end of the eleven years cycle in solar activity (1986), as well as at the beginning of the new cycle (1987) the radiation increased, than it decreased again. Naturally, the individual values are also affected by weather conditions.

The results and conclusions can be used for determining the time period of cures by sun-bathing, taking into consideration the direct pigmentation of the skin of the patient considered. According to *Blumthaler* and *Ambach* (1984) this amounts to 16 W/m^2 .

While in our institute patients with rheumatism and psoric are cured, the tables presented in this paper offer great possibilities of utilisation. Besides, keeping in mind the varying daily values, the actual difference from the average for a certain day can also be determined for biometeorological forecasting. For this purpose in further research the relationship between UV radiation and meteorological factors should be studied, particularly concerning the origin and vertical distribution of air masses.

5. Acknowledgements

The author expresses his sincere thanks to Mrs. *M. Kopasz*, *L. Baranyai* and *J. Majer* for evaluating the data, to Mr. *A. Baranyai* for making the computer program as well as to Mrs. *J. Majer* for drawing the illustrations.

REFERENCES

- Berger, D.*, 1976: The sunburning UV meter: design and performance. *Photochemistry and Photobiology*, 24, 587-593.
- Blumthaler, M. und Ambach, W.*, 1984: Die relativen Einteile der UV-A und UV-B Strahlung im Hochgebirge in Zusammenhang mit der Hautpigmentierung als Schutzfaktor. Symposium. *Probleme der Umwelt und Medizinmeteorologie im Gebirge*. Publ. Nr. 228. 118-134.
- Cabajová, Z. and Závodská, E.*, 1983: Niektoré zvláštnosti režimu ultrafialového žiarenia z hľadiska hodnotenia bioklimy miest. *Bioklimatológia v územníum plánování*. Sborník. Brno. 49-56. (in Slovak language)
- Eppley Laboratory Inc.*, 1974a: Calibration of Eppley Ultraviolet radiometer No. 13 737 (290-385 nm)
- Eppley Laboratory Inc.*, 1974b: Calibration of Eppley Ultraviolet radiometer No. 13 738 (290-385 nm)
- Eppley Laboratory Inc.*, 1975: Instruction Manual. Newport.
- Garadzha, M. P. and Nezval, Ye. I.*, 1987: Ultraviolet radiation in large cities and possible ecological consequences of its changing flux due to the antropogenic impact. *Climate and Health*. WCAP. No. 2. WMO 64-68.
- Landsberg, H. K.*, 1981: Biological effect of UV radiation. *Word Survey of Climatology*, 3. 29-38.
- Marchgraber, R. M. and Drummond, A. J.*, 1960: New instrumentation for the autonomic recording of solar and sky UV radiation. *International Union for Geodesy and Geophysics*. No. 4. 13.
- Robertson, D. F.*, 1972: Solar Ultraviolet radiation in relation to human skinburn and cancer. *Ph. D. Thesis*. University of Queensland
- Schulze, R.*, 1970: *Strahlenklima der Erde*. Steinkopf Verlag. Darmstadt
- Závodská, E.*, 1981: Vorausgesagte und gememesene Werte der Ultravioletstrahlung in Stadtgebiet. *Contributions of the Geophysical Institute of Slovak Academy of Sciences*. Ser. Met. Bratislava. 4. 21-32.
- Závodská, E.*, 1982: The effect of cloudiness and snow cover on Ultraviolet radiation at Skalnaté Pleso. Bratislava. *Manuscript* 1-18.

A mesterséges eredetű légköri radioaktivitás ülepedése 1982 és 1990 között

Simon Antal

Országos Meteorológiai Szolgálat, H-1525 Budapest, Pf. 38.

1963-ban az atomhatalmak moratóriuma lényegében megszüntette a légkör közvetlen nukleáris szennyezését. A korábban végrehajtott légköri robbantási kísérletek által keltett szennyeződés az eltelt hosszú idő alatt leülepedett a talajra és már csak jelentéktelen hányada található meg a levegőben. A letisztult légkörben váratlanul és markánsan jelent meg a csernobili baleset során kiszabadult szennyeződés. A tanulmány részletesen vizsgálja az 1982–1990 közötti kilenc év levegő-radioaktivitás adatait a nagytérségű kiszóródás és külön a csernobili baleseti szennyezés szempontjából. Szerző az utolsó kilenc év adatainak értelmezéséhez a rendelkezésre álló harmincöt év adatait is felhasználja, illetve bemutatja. A vizsgálat jó összefüggést talált a csapadék- és ülepedés mennyisége, továbbá a két elem évközi változásai és egyes meteorológiai folyamatok között. Bizonyítható kapcsolat van a radioaktív aeroszolkoncentráció és az ülepedés mért értékei között is.

*

Deposition of the atmospheric radioactivity of artificial origin between 1982 and 1990. The direct radioactive pollution was essentially stopped due to the moratorium in 1963. During the long period since then the pollution produced by the earlier experiments of atmospheric explosions has been deposited on the ground and only its insignificant part may be found in the atmosphere. The radioactive pollution emitted by the Chernobyl accident appeared suddenly and sharply. The paper analyses in detail the radioactive data of the atmosphere in a nine-year period between 1982 and 1990 from point of view of the large-scale deposition and the accidental pollution from Chernobyl. In order to interpret data of the last nine years, available data of 35 years are used and presented. The investigation has found a good relationship between amounts of the precipitation and the deposition on one hand, and between annual variations of the two elements and some meteorological processes on the other hand. A good connection exists between the radioactive aerosol concentration and measured values of the deposition.

1. Bevezetés

A légkör közvetlen és nagy kiterjedésű szennyezése mesterséges eredetű radioaktív anyagokkal az atomhatalmak megállapodása (légköri kísérleti nukleáris robbantási moratórium) következtében 1963-tól megszűnt. Ezidőtől csak néhány kisteljesítményű közvetlen légköri nukleáris robbantási kísérletre került sor az atommoratóriumot alá nem író államok részéről (Franciaország, India, Kína). A nagyhatalmak a nukleáris fegyverek fejlesztését ezidőtől – felszíni szennyezést nem okozó – földalatti robbantásokkal oldják meg. A légkör öntisztulása a moratórium kezdetétől megindult és ellenőrző talajközeli mérésekkel jól nyomon követhető folyamattá vált. A troposzféra a benne lejátszódó intenzív és nagy térséget érintő vertikális mozgások, illetve a csapadék kimosó hatása következtében viszonylag gyorsan kitisztult (Simon, 1964, Simon, 1968a). A sztratoszférikus tartózkodási idő a

radioaktív szennyezést hordozó aeroszol részecskék igen kis mérete, valamint a légkör vertikális hőmérsékleti rétegződése miatt lényegesen hosszabb, mintegy 10 év nagyságrendű. Amíg a légköri nukleáris robbantások következtében a sztratoszféra folyamatosan szennyeződött, a talajközeli mérésekkel elsődlegesen azt lehetett kimutatni (a közvetlen szennyezésen túlmenően), hogy milyen ütemű a sztratoszféra tisztulása (*Mészáros és Simon, 1967*). A troposzféra gyors tisztulása, illetve ezen időtartam becslhetősége, az utóbbi időben csak a csernobili baleset után vált lehetővé, amikor már a relatíve tiszta felső légkör mellett jelent meg az igen markáns és elsősorban csak a troposzférát érintő szennyeződés.

A sztratoszféra folyamatos ülepedési, tisztulási mechanizmusát zavarta meg a csernobili atomerőmű baleseti kibocsátása, amely méretét és következményeit tekintve az addigi reaktor-balesetek közül a legnagyobb volt (*Cserháti, 1986*), erőssége meghaladta a korábban feltételezett legnagyobb balesetét. Magát az eseményt és következményeit a szakirodalom már részletesen tárgyalta, ebben a tanulmányban csak a légköri ülepedés, vagy öntisztulás zavartatása miatti eltéréseket, azok mértékét elemezzük, hazai mérési adatok felhasználásával. Egyidejűleg megvizsgáljuk, hogy a légkör évszakos változásai hogyan jelentkeznek a légköri radioaktivitási adatokban.

2. Felhasznált adatbázis

A jelen vizsgálathoz az Országos Meteorológiai Szolgálat több évtizede működő környezeti monitoring rendszeréből származó, légköri radioaktivitás adatokat használtuk fel (*Simon, 1975*). Az 1986-os évet – a csernobili baleset évének adatait – kihagytuk a közvetlen vizsgálatból, mivel ekkor a légkör öntisztulásában zavar következett be, friss hasadványok, új nuklidok megjelenésével. Az eseményt megelőző és követő négy-négy év mérési adatai középértékeinek és (az ülepedés esetében) összegeinek összevetésével közelítettük a kérdésünkre adható választ. A tanulmányban csak a budapesti (KLF1) mérőállomás adatait szerepeltetjük, amely az adott hálózatban a leghosszabb és ellenőrzöten homogén adatsorozattal rendelkezik, de lényegében hasonló következtetések vonhatók le az ország más területén nyert mérésekből is. A nagytérségű radioaktív kiszóródást létrehozó meteorológiai folyamatok léptéke szempontjából az ország területe elhanyagolható mértékű, a mérőállomások közötti néhány száz kilométer távolságnak ilyen szempontból nincs jelentősége (*Simon, 1968b*). (Ezzel ellentétben a csernobili baleset során a légkörbe kiszabadult szennyeződés kiszóródása az előzőekben vázolttól eltérő módon – jobbra a troposzféra alsó felében – ment végbe, ekkor egy sűrű állomáshálózat adatai a szükséges intézkedések szempontjából döntőek voltak.) A táblázatokban szereplő adatokat a napi mintavételezés után, 48 órás késleltetéssel végrehajtott mérések eredményeiből állítottuk össze. Az adatok értékelésénél a *minimálisan szignifikáns aktivitás* (*Simon, 1972*), a *koncentráció* illetve *ülepedés* esetében a mintavételezés, a mérőberendezés geometriája és egyéb technikai paraméterei, valamint a háttérsugárzási szint függvényében rendre $2,0 \text{ mBq/m}^3$, illetve $3,0 \text{ Bq/m}^2 \cdot \text{hónap}$. A *minimálisan detektálható valódi aktivitás* $5,0 \text{ mBq/m}^3$ és $8,0 \text{ Bq/m}^2 \cdot \text{hónap}$ értékkel egyenlő.

3. Az aeroszol aktivitáskoncentrációjának időbeli változásai

Az aeroszol összes-béta aktivitáskoncentráció 1982–1985 és 1987–1990 közötti havi, valamint éves középértékei az *I. táblázatban* szerepelnek mBq/m^3 egységben. A táblázatból egyértelműen megállapítható, hogy az utóbbi – tehát a csernobili események utáni – négy év koncentráció középértéke kereken 50 %-kal alacsonyabb, mint az azt megelőző volt.

Az 1963 előtti időszakban a közepes és nagyobb energiájú légköri robbantások következtében a sztratoszféra – mint ismeretes – jelentősen szennyeződött. A troposzféra a moratórium következményeként relatíve gyorsan kitisztult. A fentiek megvilágítására mu-

tatjuk be az 1955 és 1990 évek közötti időszakban a légköri aeroszol talajközeli összes-béta aktivitáskoncentrációk évi középértékeit a *II. táblázatban*. A hosszú mérési sorozatból látható, hogy 1963 után két közvetlen szennyezési periódus jelentkezett. Az első 1977 – 1978-ban, míg a második 1986-ban. A csernobili eredetű szennyezés következtében az országban kialakult aeroszol aktivitáskoncentráció éves középértéke megfelel a korábbi, az 1963 előtt a légkörben végrehajtott robbantási kísérletek miatt kialakult éves közepes koncentrációknak.

I. táblázat:

*Az aeroszol mesterséges eredetű összes-béta aktivitása Budapesten mBq/m³-ben
(4 éves havi és évi középértékek)*

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	5,0	2,5
Február	4,1	2,6
Március	6,6	3,3
Április	7,3	3,6
Május	7,2	2,9
Június	7,0	3,2
Július	7,4	3,7
Augusztus	9,1	3,6
Szeptember	10,3	5,0
Október	12,1	8,0
November	10,2	5,4
December	8,0	2,5
Évek	7,9	3,9

II. táblázat:

*Az aeroszol mesterséges eredetű összes-béta radioaktivitás évi középértékei Budapesten mBq/m³-ben,
az 1955 – 1990 évek között*

1955	46,25	1965	9,25	1975	4,44	1985	7,68
1956	86,21	1966	5,92	1976	2,36	1986	130,54
1957	66,97	1967	4,81	1977	10,93	1987	6,43
1958	146,89	1968	6,29	1978	15,46	1988	2,50
1959	166,50	1969	8,14	1979	7,04	1989	2,63
1960	11,10	1970	9,25	1980	3,85	1990	3,76
1961	61,42	1971	9,25	1981	4,94		
1962	129,50	1972	5,92	1982	7,28		
1963	121,73	1973	4,81	1983	8,69		
1964	31,08	1974	5,55	1984	7,76		

A koncentrációk *évközbeni menete* az *I. táblázat* alapján kifejezett szabályosságot mutat, a maximum mindkét időszakban október hónapban volt mérhető. Az 1987 – 1990-es időszakban az aeroszol aktivitáskoncentrációk havi középértékei már a kimutathatóság (a minimálisan szignifikáns aktivitás érték) határán mozogtak, ezért az éves minimum megállapíthatósága itt már kritikus. Az első 4 évben február hónapban jelentkezett az évi legalacsonyabb érték, majd április-május hónapban egy gyengébb másodmaximum. Tekintettel arra, hogy az északi félgömb közepes szélességein a vizsgált időszakokban közvetlen jelentős és tartós mértékű troposzférikus szennyezés nem történt, feltételezhető, hogy az évközi változást a korábban, a sztratoszférába felkerült részecskék évszakfüggő kihullása okozta.

Jól ismert tény, hogy az alsó troposzféra eredő szélvektorainak kifejezett és jelentősen eltérő téli-nyári irányítottasága van (Bucsy, 1972). A troposzféra alsó felében (kb. 500 hPa-ig) a vektorirányoknak a magassággal egyirányú változása tapasztalható: télen jobbra (észak felé), nyáron balra (dél felé) következnek be. Ugyanez a hatás a felső troposzférában is érvényesül. A határozott irányváltás a magassági szélvektor irányában és sebességében is, április és október hónapokban következnek be. Az idézett Bucsy- tanulmány a jelenség termodinamikai magyarázatával is foglalkozik. A mi szempontunkból most az a fontos, hogy amikor a magassági szélvektor iránya változik, ez együtt jár a sztratoszférából ülepedő részecskék koncentrációjának talajközeli növekedésével, vagyis a talajközelen a radioaktív aeroszol koncentráció évi menetének maximumai alakulnak ki, ahogy az *I. táblázat* adatai is igazolják.

A magassági szélvektor irányváltásával a tropopauza térbeli helyzete is változik, átalakul, rétegződik, kontinuitása a közepes földrajzi szélességeken felszakad, ami megengedi a más időszakok gravitációs ülepedéséhez képest nagyobb mennyiségű részecske dinamikus folyamatok útján történő távozását a sztratoszférából.

4. A száraz ülepedés aktivitásának időbeli változásai

Az ülepedés mérésére végzett napi mintavételezés lehetővé teszi, hogy külön kezeljük a száraz ülepedést (*fall out*). Így kiválaszthatók azok a napok, amikor csapadék nem volt, illetve azok, amelyeken legalább 0,1 mm-t meghaladó csapadékösszeget mértek. Az ülepedés így szétválasztott napokon mért aktivitásainak havi összegeit száraz és csapadékos ülepedési adatok formájában értékeltük. A *III. táblázatban* a száraz ülepedés mesterséges

III. táblázat:
A száraz ülepedés mesterséges eredetű összes-béta aktivitása Budapesten Bq/m²-ben
(4 éves havi és évi összegek)

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	32,0	22,1
Február	28,3	26,2
Március	36,9	31,4
Április	47,5	35,4
Május	38,2	25,7
Június	29,8	26,0
Július	46,6	37,9
Augusztus	38,3	42,3
Szeptember	50,4	56,1
Október	37,7	39,1
November	34,3	27,2
December	33,4	32,1
Évek	453,4	401,5

eredetű összes-béta aktivitás adatok 4 – 4 éves havi összegeit mutatjuk be Bq/m² mértékegységben. A táblázatban az első időszakra vonatkozó száraz ülepedés évi összegekhez képest szintén csökkenést mutatnak a második időszak adatai, de a csökkenés mértéke itt már csak mintegy 13 %.

A száraz ülepedés évközbeni változásában szintén kettős maximum fedezhető fel, áprilisban van az alacsonyabb abszolút értékű másodmaximum, míg szeptemberben jelentkezik a főmaximum. Csernobil után – a négy éves összegek csökkenő tendenciájával szemben – a főmaximum érték magasabb volt, mint az azt megelőző 4 éves időszakban. Ez egyértelműen kapcsolatba hozható a balesettel, illetve a mérőhely környezetében nagyobb koncentrációban jelenlévő hasadványok reszuszpenziójával.

Feltételezésünk szerint a légköri robbantások utáni nagytérségű kiszóródásnál összefüggést lehet találni az aeroszol és a száraz ülepedés radioaktivitásának évi változásában. Az adatok tanúsága szerint az ülepedés havi összegek évközi változása hasonló jellegű, mint az aeroszol aktivitáskoncentrációjánál (az *I. táblázatban*) volt, csupán a főmaximum mindkét időszakban szeptember hónapban jelentkezik.

Az *I. és III. táblázatokban* szereplő adatok összefüggésére – vagyis arra a feltételezésre, hogy a sztratoszférából kihulló részecskék részt vesznek a talaülepedésben – statisztikai vizsgálatot is végeztünk. Az 1982 – 1985-ös 4 év adatainál a korreláció számítás $r = 0,29$ együtthatót eredményezett. Ez az érték $p_{sz} = 5\%$ valószínűségi szinten reális kapcsolatot jelent a következő lineáris regressziós egyenlettel: $y = 0,33x + 6,93$, ahol a független változó az aktivitáskoncentráció, míg a függő változó a száraz ülepedés. A korrelációs együttható alacsony értékét a főmaximum egy hónapos eltérése is befolyásolta, nyilván más meteorológiai folyamatok is közrejátszanak az ülepedésben az egy feltételezetten kívül.

Az 1987 – 1990-es 4 évre az előző valószínűségi szinten már nem mutatott reális kapcsolatot a statisztikai vizsgálat, noha a kapott regressziós egyenes szerkezetében közel áll az előzőhöz ($y = 0,25x + 7,4$). A mérés kimutathatósági határa közelében nyilván a statisztikai zaj dominál és a feltételezett kapcsolatot más hatások már elnyomják.

IV. táblázat:

A mesterséges eredetű teljes (száraz + nedves) ülepedés összes-béta radioaktivitása Budapesten kBq/m²-ben, az 1955 – 1990 évek között

1955	3,82	1965	3,04	1975	0,30	1985	0,18
1956	7,04	1966	1,76	1976	0,75	1986	15,52
1957	7,00	1967	1,08	1977	0,76	1987	0,22
1958	12,03	1968	1,22	1978	0,53	1988	0,18
1959	8,10	1969	1,16	1979	0,33	1989	0,16
1960	1,28	1970	2,03	1980	0,32	1990	0,24
1961	6,56	1971	1,89	1981	0,54		
1962	24,92	1972	1,63	1982	0,23		
1963	50,60	1973	0,31	1983	0,20		
1964	5,42	1974	0,74	1984	0,19		

A *IV. táblázatban* az évi teljes ülepedés (száraz és csapadékos ülepedés összege) budapesti értékeit adtuk meg az 1955 és 1990 évek közötti időszakra, kBq/m² egységben.

Az idősor jól jellemzi a nagytérségű szennyezés, illetve kihullás változásait. Területünkön 1963-ban volt az eddig mérhető legnagyobb összegű évi ülepedés-aktivitás (50,6 kBq/m²), majd 1973-ra értéke két nagyságrendet csökkent. A *II. táblázatban* az 1977 – 1978-as években megemelkedett (11 – 15 mBq/m³) aeroszol aktivitáskoncentráció hatása az ülepedésben csak kismértékű volt, csupán az előző évek kétszeresére emelte azt. 1986-ban (a csernobili baleset évében) a teljes ülepedés a környező évekhez képest két nagyságrendet nőtt (15,5 kBq/m²), majd már a következő évben visszatért a balesetet megelőző szintre. Ez az adatsor jól bizonyítja, hogy a különböző meteorológiai folyamatok miatt a troposzféra a szennyezési folyamat megszűnése után néhány hónapon belül, tehát *gyorsan* kitisztulhat.

5. A csapadékos ülepedés időbeli változásai

A csapadékos napokon bekövetkező radioaktív ülepedés összegek értékeléséhez előzetesen meg kellett vizsgálnunk a csapadék megfelelő 4 éves időszakra vonatkozó havi és évi összegeit. Ezeket az *V. táblázatban* adtuk meg. A vizsgálatra került időszak – mint ismeretes – jelentősen aszályosnak tekinthető, hiszen **Magyarország Éghajlati Atlasza**

szerint Budapest körzetében a csapadék mértékadó sokéves összege kerekén 600 mm. Ez alapján a 4 éves összegnek 2400 mm közelében kellene lennie. Az 1982 – 1985 években mindössze 1856 mm-t mértek, tehát a hiány ekkor 544 mm, vagyis közel egy teljes éves mennyiség volt. A második periódusban 2072 mm volt a teljes összeg és a hiány 328 mm-el, azaz mintegy fél éves mennyiséggel volt egyenlő. Különben a vizsgált második 4 éves szakaszban 11 %-kal volt több a csapadék összege, mint azt megelőzően.

V. táblázat:

A légköri csapadék 4 éves havi és évi összegei Budapesten 0,1 mm-ben

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	1 253	1 238
Február	1 013	1 151
Március	1 408	1 275
Április	735	2 421
Május	3 259	2 717
Június	1 747	2 358
Július	1 574	1 097
Augusztus	1 520	2 885
Szeptember	1 228	1 864
Október	1 152	1 008
November	2 414	1 369
December	1 253	1 333
Évek	18 556	20 716

Az **Éghajlati Atlasz** szerint a havi csapadékösszegeknek májusban van maximális értékük és novemberben gyenge másod-maximum jelentkeznek. Az *V. táblázatban* a vizsgált első 4 évben ez a sokéves évközi jelleg a jelentős aszály ellenére is szabályosan megjelent. A második 4 évben az abszolút maximum augusztusban volt, ugyanakkor a májusi és novemberi maximum is felismerhető. Az augusztusi maximum mindössze 16,8 mm-el haladja meg a májusi értéket. Az 1987, 1988 és 1989-es három év augusztusi csapadékösszegei sorra magasak voltak és meghaladták a sokéves átlagos értéket.

VI. táblázat:

A csapadékvíz mesterséges eredetű fajlagos összes-béta aktivitása 4 éves havi és évi középértékei Budapesten Bq/liter-ben

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1190
Január	0,35	0,20
Február	0,26	0,27
Március	0,23	0,52
Április	0,45	0,19
Május	0,18	0,28
Június	0,21	0,15
Július	0,20	0,18
Augusztus	0,13	0,16
Szeptember	0,19	0,11
Október	0,21	0,20
November	0,15	0,26
December	0,37	0,37
Évek	0,24	0,24

A csapadékkal történő radioaktív ülepedés (kimosás) értékelése előtt megvizsgáljuk, hogy a csapadékvíz fajlagos aktivitása, hogyan változott a két 4 éves időszakban. A VI. táblázatban Bq/liter egységben adjuk meg a csapadékvíz mesterséges eredetű összes-béta fajlagos aktivitását Budapestre. A táblázatban közölt értékeket, a mért ülepedés- és csapadék adatokból állítottuk elő. Évközi változás a fajlagos csapadéktívítás két 4 éves időszára nem jellemző, a legmagasabb érték április, illetve március hónapban jelentkezett. A VI. táblázatban megadott értékek értelmezését az 1955 és 1990 közötti évekre vonatkozó VII. táblázat datsora könnyíti meg. A táblázatból jól látható, hogy a csapadékvíz fajlagos

VII. táblázat:

A csapadékvíz mesterséges eredetű fajlagos összes-béta radioaktivitás évi középértékei Budapesten Bq/literben, az 1955 – 1990 évek között

1955	5,92	1965	2,96	1975	0,37	1985	0,24
1956	15,54	1966	1,11	1976	0,73	1986	26,85
1957	12,95	1967	1,48	1977	1,17	1987	0,21
1958	24,05	1968	1,85	1978	0,67	1988	0,17
1959	16,28	1969	1,48	1979	0,26	1989	0,24
1960	0,74	1970	2,96	1980	0,30	1990	0,35
1961	7,71	1971	4,44	1981	0,93		
1962	46,99	1972	2,96	1982	0,27		
1963	66,97	1973	0,74	1983	0,26		
1964	7,40	1974	1,11	1984	0,21		

aktivitása a troposzféra közvetlen szennyezése idején mintegy két nagyságrenddel magasabb volt, mint a nyugodt időszakokban. Az általunk vizsgált 4 – 4 évben lényegében csak igen alacsony, úgynevezett háttér értékeket lehetett regisztrálni. Az 1986-os évben, Csernobil következtében, ez az érték ismét két nagyságrendet emelkedett, ami a következő évben már újra a megelőző évek alacsony értékére tért vissza. Mindezek alapján megállapítható, hogy a csapadékvíz fajlagos aktivitása a vizsgálatba bevont 4 éves időszakok folyamán állandó és alacsony értékű volt, tehát sugárzó anyag utánpótlás a sztratoszférából ekkor már jellemzően nem érkezett.

VIII. táblázat:

A nedves ülepedés mesterséges eredetű összes-béta aktivitása Budapesten Bq/m²-ben (4 éves havi és évi összegek)

Hónap	1982 – 1985 I	1987 – 1990
Január	28,7	26,6
Február	20,4	30,9
Március	31,4	29,6
Április	29,9	43,1
Május	54,9	73,5
Június	38,5	34,1
Július	22,1	19,0
Augusztus	18,6	36,1
Szeptember	17,3	17,8
Október	18,9	16,4
November	32,0	37,5
December	36,6	32,1
Évek	349,3	396,7

A csapadékkal ülepedő mesterséges eredetű összes-béta aktivitás értékek 4 – 4 éves havi és évi összegeit a VIII. táblázat tartalmazza. A két 4 éves összeget összehasonlítva, az 1987 – 1990-es évek értékei kerekén 12 %-kal magasabbak, mint az azt megelőző évekéi. Ez a mérési eredmény teljes összhangban van a csapadékösszegekkel.

Az év folyamán a maximális ülepedési értékek mindkét időszakban május hónapban jelentek meg, ahogyan a csapadék összegeknél is. Az 1987 – 1990-es ülepedés-aktivitás az adatokban is felfedezhető a környező hónapokhoz képest magasabb – azonban nem szélsőségesen magas – augusztusi érték. A csernobil utáni sugárzási helyzet miatt érthető, hogy a májusi hónapok (és a nyári időszak) aktivitás összege magasabb, mint az 1982 – 1985-ös évek május hónapjaiban.

A csapadék összege és az ülepedés aktivitás összege közötti korrelációt is megvizsgáltuk. Az 1982 – 1985 évek adatai alapján a lineáris korrelációs együtthatóra $r = 0,68$ -as értéket kaptunk, amely $p_{sz} = 1$ % valószínűségi szinten reális kapcsolatot jelent. Ezen értékek felhasználásával $y = 0,1 x + 3,7$ regressziós egyenlet határozható meg, ahol x a csapadék összegét, y az ülepedés aktivitás összegét jelenti. Az 1987 – 1990 évekre a korrelációs együttható értéke $r = 0,7$, amely szintén $p_{sz} = 1$ % valószínűségi szinten utal reális kapcsolatra a csapadék összege és az ülepedés aktivitása között. A kiszámított regressziós egyenlet itt $y = 0,15 x + 1,8$ alakú.

A most közölt eredmények nagy valószínűséggel támasztják alá a már korábban megismert tényt, hogy a csapadék mennyisége jelentős mértékben meghatározza a talajra ülepedő aktivitás összegét. Megerősítik tehát, hogy a csapadéknak a troposzféra tisztításában döntő szerepe van (Simon, 1964).

IX. táblázat:

A mesterséges eredetű teljes ülepedés összes-béta aktivitása Budapesten Bq/m²-ben
(4 éves havi és évi összegek)

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	60,7	48,8
Február	48,7	57,1
Március	68,4	61,0
Április	77,4	78,6
Május	93,1	99,2
Június	68,3	60,1
Július	68,7	56,8
Augusztus	57,0	78,4
Szeptember	67,7	73,9
Október	56,7	55,5
November	66,2	64,7
December	70,0	64,2
Éves	802,9	798,3

A IX. táblázatban megadtuk a mesterséges eredetű teljes (száraz + nedves) ülepedés összes-béta aktivitását az adott időbontásban Budapesten, Bq/m²-ben. Az első 4 éves adatsor évi összege nem egészen 1 %-kal magasabb csak, mint a második 4 évé, tehát változatlanak tekinthető. A maximális érték mindkét időközben egyértelműen május hónapban jelent meg, ahogyan a csapadék összegénél, illetve a nedves ülepedés radioaktivitásánál is. A teljes ülepedésnél a halmozódó hatások a szélsőséges értékek megjelenését gyengítették. A csapadék mennyiségétől való függés azonban továbbra is döntő jelentőségű az adatsorokban. Így a második 4 év augusztusi értékei is magasabbak mint a környező hónapokéi, de a november havi összeg is meghaladja némileg a megelőző és következő havi

összeget. Az száraz ülepedés (III. táblázat) csökkenő értékei és a nedves ülepedés (VIII. táblázat) némileg emelkedő értékei a teljes, azaz száraz + nedves ülepedésnél kiegyenlítették egymást, így a két 4 éves adatsor évi összegei lényegében változatlan ülepedés értékeket jelezhetnek. Mindezekből világosan látszik, hogy a balesettel kiszabadult szennyeződés az első időszakban végbement kiszóródás és ülepedés után a helyi hatások, nevezetesen a reszuszpenzió következtében – ahogyan azt korábban már bizonyítottuk (Simon, 1991) – került ismételt módon vissza a légkörbe, majd újabb ülepedésre. A többszöri reszuszpenzió, a talajba való bemosódás és a természetes bomlás miatt az utolsó vizsgált évben lényegében a balesetet megelőző időszak szintjét lehetett regisztrálni.

6. A Cs-137 ülepedésének időbeli változása

A KLF-ben 1981-től folyamatosan mérik a havi ülepedési minták Cs-137 aktivitását is. Az ülepedés minták előkészítés utáni száraz maradékának mérése NaI-detektorral, a Cs-137-re jellemző energiatarományban történik.

X. táblázat:

A Cs-137-re vonatkozó légköri ülepedés aktivitása Budapesten Bq/m²-ben (4 éves havi és évi összegek)

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	22,5	65,5
Február	28,5	64,6
Március	27,7	210,3
Április	29,2	68,8
Május	42,1	92,6
Június	39,3	50,6
Július	32,3	45,4
Augusztus	33,6	55,6
Szeptember	16,8	52,7
Október	24,4	36,3
November	10,6	69,6
December	17,1	28,1
Évek	324,1	840,1

A X. táblázat a Cs-137-re vonatkozó légköri ülepedés-aktivitás 4 – 4 éves havi és évi összegeit adja meg Budapesten Bq/m² értékben. Az 1982 – 1985-ös években májusban jelentkezett a maximális érték, az összegzett évek többi hónapjában ennél alacsonyabb havi összegeket kaptunk. November hónapban minimális értéket mértek.

A második 4 évben március hónapban egy kiemelkedően magas havi összeg látható az 1987-es év március hónapjának kiugró értéke (167,9 Bq/m²) miatt. E mintába valószínűleg egy (vagy több) reszuszpendált úgynevezett forró-részecske került, tekintettel a reaktor-baleset időbeli közelségére. Az úgynevezett forró-részecskék megjelenését közvetlenül a baleset után, az ország több helyén mérésekkel igazolták (Daróczy és Dezső, 1986). A KLF-ben az 1987 márciusi mintával ilyen szempontból külön vizsgálat nem történt. Norvég vizsgálatok (Salbu, 1988) a csernobili baleset utáni kezdeti időszakban számos forró-részecskét találtak (Sr, Zr, Nb, Ru, Ce és U nuklidokkal), de még 1987 októberében is fedeztek fel forró-részecskéket GM-csőves terepmérések során. A begyűjtött mintákat később elektromikroszkóppal vizsgálva, részletesen tanulmányozták a hordozó részecskék méretét és alakját. Oslóban 1986. május 6-án „forró-kolloidot” találtak a begyűjtött csapadékban. A mintát ultraszűrővel frakcionálva megállapították, hogy a minta sugárzásának 75 %-a Cs-137 eredetű és nagy molekulásúlyú frakciókhoz kötődött.

Ha esetünkben az 1987 márciusi szélsőségesen magas értéket a jellemző évi menet meghatározása szempontjából nem vesszük figyelembe, az 1988, 1989 és 1990 évek március havi ülepedés értékeinek összege mindössze $42,4 \text{ Bq/m}^2$, és a március nem jelenik meg abszolút maximumként. Ettől a szélsőséges márciusi értéktől eltekintve a 4 éves idősor maximális értéke május hónapra esik ($92,6 \text{ Bq/m}^2$) és novemberben jelentkezik egy gyenge másodmaximum ($69,6 \text{ Bq/m}^2$), ami a csapadékösszeg évi eloszlásával már jó párhuzamot mutat. Ha az 1987 márciusi értéket nem vesszük figyelembe, a Csernobil utáni 4 év Cs-137 ülepedés összege kerekén kétszerese az előző 4 évnek. A X. táblázatban szereplő adatok szerint viszont az első 4 év 2,6-szorosa a második 4 év értéke.

A két 4 éves Cs-137 aktivitás és csapadékösszeg adatsorokkal végzett statisztikai vizsgálat $p_{sz} = 5\%$ valószínűségi szinten nem mutatott reális lineáris kapcsolatot, azaz a csapadékon kívül még több más hatás alakította az ülepedés menetét.

XI. táblázat:

A légköri ülepedés Cs-137-re vonatkoztatott évi összes aktivitása Budapesten kBq/m^2 -ben, az 1982 – 1990. évek között

1982	0,07	1986	7,37	1987	0,38
1983	0,06			1988	0,20
1984	0,08			1989	0,16
1985	0,12			1990	0,10

A XI. táblázatban 1982 és 1990 között Budapesten mért adatok alapján a légköri ülepedés Cs-137-re vonatkoztatott évi összes aktivitását adjuk meg kBq/m^2 egységekben. A mérési sorozatból látható, hogy 1986-ban, a megelőző időszakhoz képest, egy nagyságrendet nőtt a Cs-137 aktivitása, majd az évközbéli jelentős visszaesés után, az 1987-es évtől, az éves összegek három év alatt egyenletesen csökkentek a baleset megelőző időszak szintjére.

Az ENSZ Atomsugárzás Hatásaival foglalkozó Tudományos Bizottság 1982. évi jelentése (UNSCEAR) megállapítja, hogy az atomfegyverkísérletek során a Föld légkörébe került Cs-137 mennyiségéből az északi mérsékelt övezetben (40 – 50 fok földrajzi szélességek között) a földfelszínre 1980-ig lekerült összegzett ülepedés $5,17 \text{ kBq/m}^2$ volt (Raes, 1990; Tvetav, 1990).

A csernobili atomerőművi baleset következtében 1986-ban a Cs-137 ülepedés Budapesten (KLF1) $7,37 \text{ kBq/m}^2$ volt, míg más hazai mérőhelyeken, más szerzők (Stanyik et al., 1987) $5,0 \text{ kBq/m}^2$ értékeket mértek, ami jól megegyezik a földrajzi szélességünkre korábban számított értékkel. A felsorolt adatok is alátámasztják azt a hazai mérésekből levont következtetést, hogy a csernobili események utáni sugárzási szint hatása a lakosságra azonos volt a légköri nukleáris kísérletek hatásával.

7. Következtetések

A mesterséges eredetű légköri radioaktivitásra hosszú időn át végzett mérések elemzése rámutatott, hogy a légkört ért szennyezés módja és mértéke függvényében az ülepedés, az öntisztulás lefolyása is eltérő. Ez természetes következménye a légkör függőleges szerkezetének, illetve rétegeztségének. A légkörbe került gázként kezelhető radioaktív szennyező anyagok a légkörben azonos módon terjednek, mint a légkört alkotó egyéb gázok. A nagyobb méretű részecskék a szennyezőforrás környezetében a nehézségi erő miatt kiülepednek a levegőből. Kihullásukat a helyi meteorológiai hatások is befolyásolják.

A légköri nukleáris robbantási kísérletek során különböző méretű részecskék keletkeznek, amelyek közül a legkisebbek a robbanás energiájának függvényében felkerülnek a

sztratoszférába is, és ezek a korábban ismertetett módon, több év alatt, de egy év folyamán is eltérő mértékben a troposzférába kerülnek, majd a talajra ülepednek. A talajközeli meteorológiai viszonyok következtében az ülepedés, esetleg csak többszöri felkeveredés, reszuszpenzió után válik teljessé. Ülepedés után a mesterséges radioaktív részecskék anyaguk, méretük és a talaj szerkezete függvényében eltérő sebességgel jutnak be a talaj mélyebb rétegeibe.

Az alacsonyabb hő-, vagy mechanikai energia felszabadulása során a légkörbe kerülő mesterséges eredetű radioaktív szennyezők az alacsony troposzférába kerülve, az ott jellemző légköri mozgásokkal hígulnak és ülepsznek. Megfelelően megválasztott mérési módszerekkel a vázolt ülepedési formák jól nyomon követhetők. A lakosság egészség-megőrzése szempontjából e folyamatok vizsgálata és ismerete fontos, úgyszintén azoknak a sugárzási szinteknek a nyomon követése is, amelyek a koncentrált radioaktív anyagok ipari szintű felhasználása során ellenőrizetlenül jutnak a levegőbe. A következő években éppen ezekre az ipari felhasználás során akaratlanul kibocsátott szennyeződésekre kell majd nagy figyelmet fordítanunk.

IRODALOM

- Bucsy J., 1972: A szélvektor évi menete Budapest fölött. *Beszámoló az 1969-ben végzett tudományos kutatásokról*. OMSZ Hivatalos Kiadványai 36. kötet 360–371
- Cserhádi A., 1986: A csernobili atomerőmű üzemzavara. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei XXIII. (XXX.) évf. 6. szám*
- Daróczy S. és Dezső Z., 1986: *Jelentés a csernobili reaktorbaleset kapcsán a KLTE izotóp laboratóriumában az elmúlt 7 hónapban végzett vizsgálatokról és azok eredményeiről*; Kossuth Lajos Tudomány Egyetem, Debrecen
- Mészáros E. – Simon A., 1967: A mesterséges eredetű radioaktív részek száraz és nedves kihullása a troposzférából; *Időjárás* 71, 89–91.
- Raes F., Graziani G., Stanners D., and Girardi F., 1990: Radioactivity measurements in air over Europe after the Chernobyl accident, *Atmos. Environ.* 24A, 909.
- Salbu B., 1988: Radionuclides associated with colloids and particles in the Chernobyl fallout. Joint CEC/OECD (NEA) Workshop on Recent, *Advances in Reactor Accident Consequence Assessment*. Rome.
- Simon A., 1964: A csapadék hatása a mesterséges eredetű radioaktív aeroszol koncentrációra; *Időjárás* 68. 151–156.
- Simon A., 1968a: Összefüggés a béta-radioaktivitás és a csapadék mennyisége között (orosz nyelven) *Iszledovanyie processzov szamovsziszenyje atmosfere ot radioaktivnuh izotopov*; Izdatyelsztvo „MINTISZ”, Vilnius, 261–267.
- Simon A., 1968b: Der zeitliche Verlauf und die räumliche Verteilung der künstlichen atmosphärischen Radioaktivität in Ungarn *Sbornik Praci* 13. 65–71. Praha
- Simon A., 1972: Kis-hátterű számláló a légköri mesterséges radioaktivitás mérésére; *Beszámoló az 1969-ben végzett tudományos kutatásokról* OMI Hivatalos Kiadványai, 36, 329–339.
- Simon A., 1975: A levegőkörnyezet mesterséges eredetű radioaktivitása Magyarországon, *Időjárás* 79. 350–359.
- Simon A., 1991: A radioaktív ülepedés reszuszpenziója, *Időjárás* 95. 29–40.
- Sztanyik B., L., Kanyár B., Köteles Gy., Nikl I. és Stur D., 1987: A csernobili reaktorbaleset sugár-egészségügyi kihatásai hazánk lakosságára; Országos „Frédéric Joliot-Curie” Sugárbiológiai és Sugár-egészségügyi Kutató Intézet, Budapest
- Tvetan U., 1990: Environmental cosequences of releases from nuclear accidents, A nordic perspective. Institute for Energy Technology Kjeller, Norway. Nordic liaison committee for atomic energy Final Report of the NKA Project AK-TU-2000 March

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 5. szám, 1991. szeptember-október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 5 September-October 1991

Agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűségének meghatározása

Dunkel Zoltán, Tiringer Csaba és Zárbok Zsolt

Központi Meteorológiai Intézet, H-1525 Budapest, Pf. 38.

A Nyíregyházi Konzervgyár termelteségi rendszerét kiszolgáló agrometeorológiai hálózat racionális sűrűségét kívántuk meghatározni. A hálózat célja fenológiai, talajnedvesség és meteorológiai adatok gyűjtése. A gyár hatáskörzetében a feladat végrehajtásához telepített új, illetve a már működő meteorológiai állomások megfigyeléseinek eredményeit használtuk fel. A fenológiai megfigyelések és talajnedvesség mérések eredményei nem adnak alapot matematikailag megalapozott racionalizálás végrehajtására. A fenológiai megfigyelések esetében törekedhetünk a maximális számú mérés elvégzésére, míg a talajnedvesség esetében a mérés ráfordítás igénye szab felső határt az információ gyűjtésnek. A feladat megoldásához a meteorológiai adatok esetében hatszöges-rombuszos rácsot feltételezve, a csapadékmérőket maximálisan 15 km-es távolságra, a relatív nedvességet is mérő állomásokat 30 km-re, míg a napfénytartamot mérőket 60 km-es távolságra célszerű telepíteni. Az így telepített hálózat tetszőleges fajta változás, illetve termésbecslő modell esetén is kielégítő pontosságú információt szolgáltat.

*

Determination of the rational density of a network of agricultural meteorology. The aim of this paper is to determine the rational density of a network of agricultural meteorology serving the production system of a canning factory in Nyíregyháza. The purpose of the network is to gather phenological and meteorological data as well as to measure the moisture in the soil. For the study the results of the observations carried out in the sphere of action of the factory at new and existing meteorological stations are used. However, the phenological and soil moisture observations cannot be applied for an appropriate mathematical investigation. For this reason, it is proposed to make the maximum number of phenological observations which is feasible. In the case of soil moisture measurements the data collection is limited by financial possibilities. For meteorological data the problem is solved by assuming a grid with elements of hexagonal form. The results show that the maximum distance of raingauges or stations measuring the relative humidity is 15 km and 30 km, respectively. In the case of sunshine duration the corresponding figure is 60 km. The network established in this way can give information of satisfactory precision for any meteorological variation or model estimating the production.

1. Bevezetés

A Nyíregyházi Konzervgyár körzetében 1977-től kialakításra került egy számítógépes termelés irányítási rendszer (a továbbiakban konzerv program), melynek az volt a célja, hogy a gyárat egyenletesen lássa el nyersanyaggal. A feladat megoldásához többek között termésbecslő modelleket (Dunkel és Zárbok, 1980) kellett kidolgozni, amelyek segítségével a konzervipari növények (elsősorban zöldborsó, zöldbab, paradicsom, uborka, szamóca és alma) esetében meteorológiai adatok alapján megadható az érés várható időpontja vagy az

érés időbeli lefutása, az érésdinamika, valamint a termés mennyisége. A termésbecslésre regressziós összefüggések lettek kidolgozva. A kialakított állomáshálózat egyrészt a már kidolgozott és működő termésbecslő modelleket látja el adatokkal (operatív feladat), másrészt az új összefüggések létrehozásához nyújt alapokat (kutatói feladat). A kialakított összefüggések segítségével egy lépcsős vetésterv készül, a kívánt beérkezésből a fajtaválaszték és a vetésterület figyelembe vételével a növényfejlődés-időjárás összefüggések alapján egy visszaszámlálás történik a szükséges vetésütem meghatározására. Ezt a tervet a Konzervgyár a szerződő partnereinek átadja, s amennyiben zavaró körülmény nem jön közbe, az érés időszakában a kívánt egyenletes érés jelentkezik.

A konzerv program végrehajtásához szükséges hálózat célja meteorológiai, fenológiai és talajnedvesség adatok gyűjtése, mivel a termésbecslő modellek mindhárom adattípust igénylik. A hálózat kialakításakor azt is figyelembe kellett venni, hogy az adatok rendszerezését, javítását, a kialakításra került előrejelzési modellek kívánalmainak megfelelően, azok csoportosítását is el kell végezni.

Racionalizáláson azt értjük, hogy a mérések és megfigyelések útján nyerhető információt csak addig a határig növeljük, amíg az elért nyereség arányban áll a ráfordítással. (Ez utóbbin anyagi és szellemi befektetést egyaránt értünk.)

A speciális hálózatsűrűség meghatározásához mindhárom vizsgált „elem” (fenológia, talajnedvesség, meteorológiai adatok) esetében támaszkodhatunk a hazai előzményekre. A fenológiai időpontok bekövetkezése és a meteorológiai elemek közötti összefüggéseket feltáró vizsgálatok (*Botos és Varga-Haszonits*, 1974) közül, amelyek országos megfigyeléseken alapultak, csak a paradicsom és a paprika szerepelt a konzerv növények között. Ezek közül az utóbbi azonban az általunk vizsgált területen (Szabolcs-Szatmár megye és környéke) a gyár számára érdektelen volt, így azzal nem foglalkoztunk. A komoly múltra visszatekintő talajnedvességmérő és fenológiai megfigyelő hálózat (*Dunay*, 1984) információit, bár e két hálózat a konzerv megfigyelésekkel egyidőben is működött, nem tudtuk figyelembe venni, mivel a vizsgált területre csak egy-két megfigyelési hely esett az országos hálózathoz. Ugyanakkor a program részletes, szinte gazdaságokra kiterjedő adatbázis előállítását kívánata, különös tekintettel az induló talajnedvesség készlet részletes meghatározására.

A feladat lehetőséget kínált arra, hogy ilyen kis távolságon (50–100 km) belül, mezoklimatikus méretekben derítsünk fel fenodinamikai összefüggéseket. A fenológiai időpontok-időjárás elemek kapcsolat feltárására végzett korábbi vizsgálatok (*Varga-Haszonits*, 1972) egy az egyben nem voltak átvihetők a fenológiai megfigyelések racionalizálására, ugyanakkor a saját hálózathoz összegyűjtött anyag nem adott módot általános törvényszerűségek meghatározására (fázisok bekövetkezésének területi azonosítására). Ennek az az oka, hogy a területen belüli éghajlat különbség minimális, míg az esetleg jelentkező különbségek elmosódtak más hatások, fajtaválasztás (korai, közepes, késői), tápanyagellátottság (ez a gazdaságon belül is igen eltérő lehet), a termesztési technológia (talajművelés, növényvédelem) a talajtípus következtében. E tényezők befolyása a fenofázis bekövetkezésében jelentkezik, s ilyen kis távolságon belül összemérhető az időjárás hatásával. Az összegyűjtött saját fenológiai megfigyelések végül is nem szolgáltattak alapot fenológiai megfigyelőhálózat racionalizálásához megyényi területen belül, de alapot adtak a program által megkívánt termésbecslő modellek létrehozásához. A fenológiai adatgyűjtéssel kapcsolatban emiatt azt javasoljuk, hogy ahol lehetőség van rá, gyűjteni kell a fenológiai adatokat, mivel ezek megléte nemcsak ennek a kutatásnak, hanem az egész agrometeorológiának sarkalatos kérdése. A fenológiai adatgyűjtésnél bátran törekedhetünk a maximumra, mivel a begyűjtött anyag mennyisége kicsi (táblánként 5 – 8 szám egy évben).

A talajnedvességnél más a helyzet. Azonos időjárás viszonyokat feltételezve más-más talajtípusnál eltérő módon alakul a vízkészlet. A racionalizálás első szempontja, hogy legalább a fő talajtípusokról álljon rendelkezésre mért adat. A vizsgált területen (Szabolcs-Szatmár megye és kis részben Hajdú-Bihar, valamint Borsod-Abaúj-Zemplén megye) 4 – 5 fő talajtípus található. Ez a szám a minimális mérőhely szám. Kérdés, hogy érdemes-e ugyanazon talajtípusról nagyobb távolságban két vagy több mintát venni. Tekintettel a talajmintavétel munkaigényes voltára a felső határt döntően a gazdasági szempontok hatá-

rozzák meg. Gyakorlatunkban a következő eljárást tartjuk szakmailag elfogadhatónak és ezt követjük: A vegetációs periódus kezdetén egy olyan táblában mérjük meg a talaj nedvességét, amelybe a vizsgálandó növényt vetik, s amely típusa szerint leginkább jellemző az illető partnergazdaságra. Ezután számítás útján követjük nyomon a talajnedvesség alakulását, s ellenőrző mérésekre az egyes fenofázisok bekövetkezése után kerítünk sort.

Marad a harmadik paraméter csoport, a meteorológiai adatok kérdése. Az agrometeorológiai gyakorlatban nincs szükség minden meteorológiai elem adataira. Például a légnyomásnak nincs kimutatható hatása a növények fejlődésére. A szél mérésére is csak speciális feladatok esetében van szükség.

Megjegyezzük, hogy a talajközeli légréteg áramlási viszonyaival szemben már nem ilyen közböns az agrometeorológia. Gondoljunk a turbulens hő- és anyagcserére, ami egyébként egyik alapkutatótási témánk is. Ilyen jellegű mérések azonban csak kutatóállomáson végezhetők, így a racionalizálás kérdése itt sem merül fel. A konzerv programban tervehett – majd kidolgozott – előrejelzési modellek egyébként sem igényelnek profilméréseken alapuló meteorológiai információkat. A modellekben a sugárzás, napfénytartam, hőmérséklet (léghőmérséklet, maximum, minimum, napi közép, talajhőmérséklet különböző mélységekben), párolgás, légnedvesség, valamint a csapadék szerepel mint meteorológiai változó. Ezen elemek racionalizálási kérdésével foglalkozunk saját mérési adataink alapján.

2. A számítások módszere

Tegyük fel, hogy az adott mező statisztikai leírására rendelkezésünkre áll n darab megfigyelő pont (meteorológiai állomás), valamint N megfigyelés. A mező realizációjának nevezzük az egyszeri megfigyelések együttesét, azaz n darab egyidejű észlelést. Legyen az N számú realizáció adatainak halmaza az A matrixba rendezve,

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} \dots a_{1j} \dots a_{1n} \\ \dots \\ a_{i1} \dots a_{ij} \dots a_{in} \\ \dots \\ a_{N1} \dots a_{Nj} \dots a_{Nn} \end{bmatrix}, \quad (1)$$

ahol i az időpont (realizáció), j a hely (állomás) azonosítója. Az adategyüttest a következő statisztikai paraméterekkel jellemezhetjük. Egy realizáción belüli területi átlag

$$M_i(a_{ij}) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n a_{ij} \quad (2)$$

Időbeli átlag (egy adott állomás idősorának átlaga),

$$\bar{a}_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_{ij} \quad (3)$$

A mező átlaga (totális, abszolút átlag),

$$M_i(\bar{a}_{ij}) = \frac{1}{nN} \sum_{i=1}^n \sum_{i=1}^N a_{ij} \quad (4)$$

A definícióból következően, $M(\overline{a_{ij}}) = M(\overline{a_{ik}})$, ahol j és k tetszés szerint választott állomást jelöl.

Az állomások távolságához hozzárendelhető a szerkezeti függvény. Egy adott realizáción belül n számú állomásból $n(n-1)/2$ számú pontpár választható ki. Egy adott távolság értékhez a szerkezeti függvényt a

$$B(d_{jk}) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (a_{ij} - a_{ik})^2 \quad (5)$$

összefüggés definiálja, ahol d_{jk} a mező j -edik és a k -edik állomásának a távolsága. A szerkezeti függvény értékeinek kiszámításakor a pontokból kiválasztható $n(n-1)/2$ számú kombinációt 2^u növekményű osztályokba soroljuk és osztályközönként átlagolást hajtunk végre. Így véges számú ($d_i, i = 1, 2, \dots$) távolsági osztályra vonatkozóan megkapjuk a szerkezeti függvény értékét.

A racionalizálás mértékének az interpolációs hiba nagyságát tekintjük. Legyen adott az n darab megfigyelő pont. A mező egy tetszőleges pontjában kívánjuk meghatározni az illető elem értékét. Ha a kiválasztott pont nem esik egybe egyik mérőponttal sem, akkor az n mérőpont közül kiválasztott m számú mérőhely adataiból interpolálni kell a keresett pontra. Elegendően sűrű hálózat esetén lineáris interpoláció alkalmazható. Legyen az interpolált érték $\varphi(a_{ij})$, a mező j -edik pontjában az i -edik realizációban.

$$\varphi(a_{ij}) = \sum_{\substack{k=1 \\ k \neq j}}^m w_k a_{ik}, \quad (6)$$

ahol w_k az interpolációs súlytényező, nyilvánvalóan:

$$\sum_{\substack{k=1 \\ k \neq j}}^m w_k = 1. \quad (7)$$

Tételezzük fel, hogy a j -edik pontban a tényleges a_{ij} értéke ismert. Az interpoláció hibáját az átlagos négyzetes eltéréssel jellemezhetjük.

$$E = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (a_{ij} - \sum_{\substack{k=1 \\ k \neq j}}^m w_k a_{ik})^2. \quad (8)$$

Az interpoláció közepes négyzetes hibáját felülről becsülhetjük bizonyos mérőhely eloszlást feltételezve. A legegyszerűbb elrendezés, ha két pontból interpolálunk a két pont által meghatározott szakasz felezőpontjára. Legyen a két pont távolsága $2d$, akkor a maximális hiba (a levezetést nem részletezve),

$$E(d)_{\max} = b(d) - \frac{1}{4} b(2d), \quad (9)$$

ahol $b(x)$ a homogenizált szerkezeti függvény,

$$b_{jk} = B_{jk} - \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_{ij} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_{ik} \right)^2. \quad (10)$$

Közel egyenletes állomás eloszlást és szabályos hatszöges rombuszos rácsot egy adott rácspontra az azt körülvevő hat szabályos elhelyezkedésű pontból interpolálunk. Az interpolációs hiba (Czelnai et al., 1963a,b) ebben az esetben

$$E(d)_{\max} = b(d) - \frac{1}{2} [b(d) + b(\sqrt{3}d) + \frac{1}{2}(2d)], \quad (11)$$

ahol d a pontok távolsága az úgynevezett rácstávolság.

Folytonos elem esetében a tényleges számítás végrehajtásához csak a homogenizált szerkezeti függvény szükséges. A racionalizálási mérőszámunk az $E(d)_{\max}$ függvény lesz. Az $E(d)_{\max}$ értékéből homogén és izotróp mezőt feltételezve előállítható az adott pontra vonatkozó interpolált érték konfidencia intervalluma. Az adott pontra vonatkozó számított érték pontossága p valószínűségi szint esetén

$$f(a_{ij}) = \varphi(a_{ij}) + H(d)_p, \quad (12)$$

ahol

$$H(d)_p = k \sqrt{E(d)_{\max}} \quad (13)$$

a konfidencia intervallum félszélessége. A szokásos $p = 0,05$ -ös konfidencia esetén $K = 2$. Az egyes elemekre jellemző értékeket a számítások elemzésénél közöljük.

A csapadékmérő állomások racionalizálásának célszerű elméleti alapja nem az interpolációs hiba nagysága, hanem a területi átlagérték valószínű hibája (Czelnai et al., 1963c). Ha az egyes állomásokon az egyidejűleg mért adatok egymástól függetlenek, akkor v_m a területi variációs koefficiens az egyes pontokra vonatkozó variációs koefficiensektől,

$$v = s/m, \quad (14)$$

ahol s az egy mérőpontra vonatkozó adatok szórása, m a várható értéke, a

$$v_m^2 = v^2/n \quad (15)$$

módon függ.

Általános esetben, ha az egyidejűleg mért adatok között van statisztikai kapcsolat, akkor a v_m variációs koefficiens

$$v_m^2 = \frac{v^2}{n} \left(1 + \frac{1}{n} \sum_{\substack{i,j \\ i \neq j}} r_{ij} \right) \quad (16)$$

alakban írható fel, ahol r_{ij} az i -edik és a j -edik adat között fennálló korrelációs együttható. Ha a mezőben jól hajtottuk végre a mintavételt, akkor teljesül a

$$0 \leq \sum_{\substack{i,j \\ i \neq j}} r_{ij} \leq n$$

összefüggés. A csapadéokra vonatkozó szerkezeti függvény és a v_m variációs koefficiens között, a korábban már bevezetett szabályos háromszög rácsot feltételezve, fennáll a

$$v_m^2 = \frac{1}{n} \left\{ b(d) - \frac{1}{6} [b(d + b\sqrt{3d}) + \frac{1}{2} b(2d)] \right\} \quad (17)$$

kapcsolat.

3. Számítások és következtetések

A számítások a speciális hálózatban begyűjtött saját adatokon alapulnak. A feldolgozáshoz a program keretében 1979-től működő állomások közül 36 állomás adatait használtuk fel. Ebből 18 volt saját telepítésű agrometeorológiai állomás és 18 speciális csapadékmérő állomás, részben saját, új telepítés, részben már korábban működő hálózati állomás. A feldolgozás, a szerkezeti függvények előállítása többek közt olyan hibák, szisztematikusan rossz észlelési sorozat kiszűrését is lehetővé tette, ami az egyedi értékelésnél, a klímaívek és táviratok javításánál nem derült ki.

I. táblázat:

Az interpolációs hiba nagyságára vonatkozó számítások eredményei csapadékos és derült időszakokra a napi maximum és minimum hőmérséklet esetében valamint a relatív nedvesség napi közepeinél

	Rácstávolság (km)					
	5	10	15	20	30	40
Napi maximum, csapadékos időszak						
E °C	2,08	2,10	2,28	2,35	2,40	2,48
H ₉₅	3,07	3,09	3,21	3,27	3,30	3,35
H ₉₈	3,75	3,77	3,92	3,99	4,03	4,09
Napi maximum, derült időszak						
E °C	0,20	0,50	0,63	0,75	0,93	1,10
H ₉₅	0,95	1,51	1,68	1,84	2,05	2,23
H ₉₈	1,16	1,84	2,06	2,25	2,50	2,73
Napi minimum, csapadékos időszak						
E °C	0,43	0,78	1,20	1,41	2,16	3,35
H ₉₅	1,40	1,88	2,36	2,53	3,13	3,90
H ₉₈	1,71	2,30	2,88	3,09	3,82	4,76
Napi minimum, derült időszak						
E °C	0,43	0,78	1,58	2,05	2,44	2,55
H ₉₅	1,39	1,88	2,67	3,05	3,32	3,44
H ₉₈	1,69	2,29	3,26	3,72	4,06	4,15
Relatív nedvesség napi közepe, csapadékos időszak						
E %	51,0	55,0	60,0	59,0	59,0	63,0
H ₉₅	15,2	15,8	16,5	16,3	16,3	16,8
H ₉₈	18,6	19,3	20,1	19,9	19,9	20,6
Relatív nedvesség napi közepe, derült időszak						
E %	72,0	81,0	88,0	93,0	95,0	96,0
H ₉₅	18,1	19,1	20,0	20,5	20,7	20,9
H ₉₈	22,1	23,4	24,4	25,0	25,3	25,5

E – az interpolációs hiba nagysága

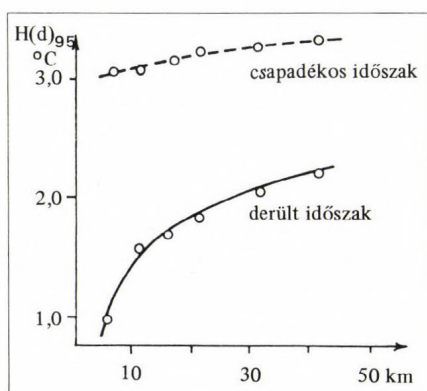
H – az adott szignifikancia szinthez tartozó konfidencia intervallum félszélessége

A feldolgozáshoz a tavaszi-nyári időszak teljes adatsorozatát használtuk fel. A 183 napos időszakot részben kisebb időszakokra bontva vizsgáltuk. A homogén és izotróp feltétel nyilvánvalóan csak olyan időjárási körülmények között teljesül, ha a mezőben nincs „törés”, például nem vágja ketté a területet időjárási front. A szerkezeti függvények kiszámításához olyan időszakokat választottunk ki, mikor a homogenitás és izotrópia nagy valószínűséggel teljesül. Ilyen helyzet áll elő például egy anticiklonális esetben. A saját adatsorunk, valamint az Országos Meteorológiai Szolgálat által kibocsátott havijelentés (Időjárási Események Naptára) tanulmányozása után választottunk ki olyan időszakokat, amelyek teljesen csapadégmentesek, illetve závorszerű nagy csapadékuak voltak. A szétválasztott esetekre külön kiszámítottuk a szerkezeti függvényeket és az ehhez tartozó interpolációs hibákat. A racionalizálás kérdését ezen adatok összevetéséből kívánjuk eldönteni.

Általában elmondható, hogy a csapadékos és a csapadégmentes időszakok között lényeges eltérés van. A bemutatásra kerülő ábrákon csak e karakterisztikus időszakokat mutatjuk be.

A léghőmérséklet adatok közül a maximum és a minimum hőmérséklettel foglalkoztunk. Az *I. táblázat*ban a maximum hőmérsékletre megadjuk az átlagos négyzetes interpolációs hibát, valamint a konfidencia intervallum felszélességét két valószínűségi szintre ($p = 0,05$ és $p = 0,02$) a távolság (d) függvényében, hat távolságra, a két időszakra. Látható, hogy csapadékos időjárásnál, kis távolság esetén (5 km) is háromszorosra nő ugyanolyan valószínűségi szint mellett a konfidencia intervallum. Az is kitűnik, hogy szélsőséges esetben nagyon kis ráctávolság esetén csak igen nagy hibával tudunk interpolálni.

Hasonló a helyzet a minimum hőmérsékletnél is (*I. táblázat*). Mindkét hőmérsékleti értékről elmondható, hogy az interpolált érték konfidencia intervalluma erősen időjárás

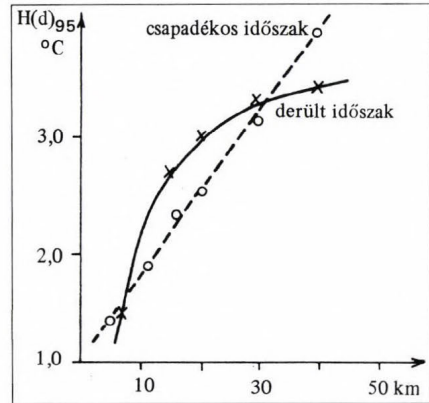


1. ábra:
Az interpolációs hiba változása a maximum hőmérsékletre a ráctávolság függvényében

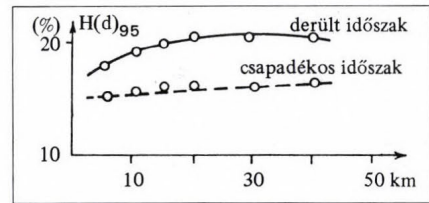
függő. Az *1. ábrán* a maximum hőmérséklet esetén látható, hogy csapadékos időjárásnál (szaggatott görbe) a hiba eleve elég nagy, de a távolság emelkedésével alig nő. Derült időszakban (folytonos görbe) a lényeges javulás 20 km ráctávolságon belül érhető el. Az igen jónak mondható $\pm 1^\circ\text{C}$ -nál kisebb konfidencia intervallum eléréséhez a minimum hőmérséklet esetén is (*2. ábra*) 5 km- esnél kisebb ráctávolság szükséges. Az átlagos értékeket tekintve körülbelül 15 és 20 km között adható meg a racionális ráctávolság.

A relatív nedvesség esetében (*I. táblázat*) a hőmérséklettel ellentétes viselkedés tapasztalható. A relatív nedvesség interpolációs hibája csapadékos esetben kisebb. Ezt az okozza, hogy a gyakori csapadékhullás miatt telítés közeli értékek fordulnak elő, amelyek kis szórást mutatnak. Az interpolációs hiba, illetve az ezzel analóg konfidencia határ a távolsággal kevéssé változik (*3. ábra*), így a relatív nedvesség konfidencia intervallumai nem meghatározók. A racionalizálásnál ezt az elemet figyelmen kívül lehet hagyni.

A párolgás racionalizálásához rendelkezésre álló adatok nem voltak elegendőek, így irodalmi adatokra támaszkodtunk (Czelnai et al., 1968). A szerzők havi párolgásösszegekkel dolgoztak. Az előállított szerkezeti függvény értéke május és október hónapban nem változik



2. ábra:
Az interpolációs hiba változása a minimum hőmérsékletre a rácsávolság függvényében



3. ábra:
Az interpolációs hiba változása a relatív nedvességre a rácsávolság függvényében

a számunkra érdekes távolságon belül, a nyár derekán figyelhető meg körülbelül 20 %-os emelkedés 20 és 100 km között. Áttérve az interpolálás hibájára, az eltérés növekedése ennél kisebb lesz a rácsávolság növekedésével. A II. táblázatban különböző hónapokra $p = 0,05$

II. táblázat:

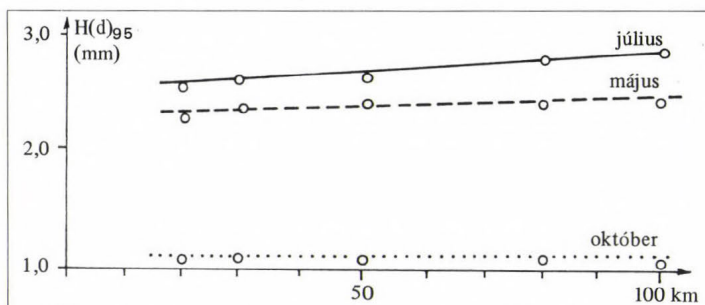
Az interpolációs hiba nagysága a párolgásra különböző hónapokban, a megadott értékek mm-ben

d (km)	20	30	50	80	100
Május	2,25	2,32	2,37	2,40	2,42
Június	2,53	2,58	2,58	2,78	2,85
Október	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10

valószínűségi szintre adtuk meg a konfidencia intervallum félszélességét. Az adatokból látható, hogy októberben a párolgás havi összege már nem függ lényegesen az állomás helyzetétől, amit az alacsony párolgásösszeg indokol. Bizonyos analógia van a csapadékos időszak relatív nedvesség értékével. Július hónapban nagyobb abszolút érték mellett találunk valamivel kifejezettebb emelkedést a $H(d)$ függvény menetében. Az interpolációs hiba menetét grafikusán is személtetjük (4. ábra). Az adatból levonható az a következtetés, hogy a párolgás interpolációs hibája a racionalizálásnál nem meghatározó szempont, illetve, hogy néhány (kettő-három) párolgásmérő műszerrel a konzerv programban vizsgált terület elfogadható mértékben lefedhető.

A párolgáshoz hasonlóan a sugárzásmérő hálózat racionális sűrűségének meghatározásához sem állt rendelkezésünkre saját hosszú mért adatsor. Ebben az esetben is az

irodalomra támaszkodtunk (Bartáné et al., 1965). Az III. táblázatban közöljük az interpoláció közepes négyzetes hibáját, valamint a konfidencia intervallum felszélességét. A vizsgált



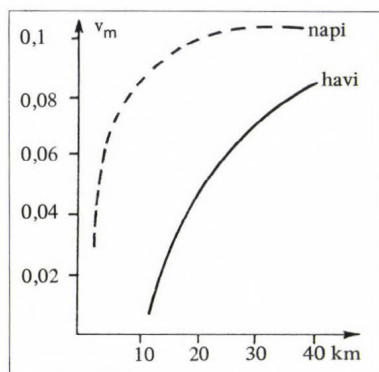
4. ábra:
Az interpolációs hiba változása a párolgás összegére a rács távolság függvényében

elem a napsütéses órák száma, a napfénytartam volt. A tényleges sugárzás bevétel (a bevett energia mennyiség) a napfénytartamnak szigorúan monoton függvénye, így a napfénytartamra tett minőségi megállapítások érvényesek a sugárzásra is, a konkrét számszerű értékek természetesen mások. Az III táblázatból látható, hogy 20 és 50 km között mindössze

III. táblázat:
A napfénytartam interpolációs hibája

d (km)	20	30	50	80	100
E (d)	0,8	0,9	1,1	1,4	1,5
H (d)	1,9	2,02	2,23	2,52	2,61

0,2 órával nő a konfidencia határ, ami elhanyagolható a hiba abszolút értékéhez (kb. 2 óra) képest. A napfénytartamra is ugyanazt a megállapítást tehetjük, mint a párolgásra. Az ál-



5. ábra:
A variációs hiba változása a rács távolság függvényében napi és havi csapadékösszegekre

lomshálózat racionális sűrűségének meghatározásához Szabolcs-Szatmár megye területén a napfénytartam sem meghatározó elem. A terület elfogadható lefedéséhez ebben az esetben is néhány (2 - 3) állomás elegendő. A már működő hálózati napfénytartammérő állomások (Nyíregyháza, Kisvárda, Debrecen, Miskolc) elfogadható távolságban és elhelyezkedésben lefedik a vizsgálandó mezőt.

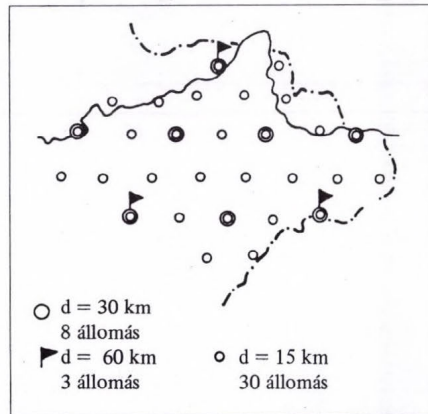
A csapadékmérő állomások racionális távolságának meghatározásához a területi átlag varianciáját használtuk fel. Számításainkat napos és több napos csapadékos időszakra, hónapra, valamint a teljes 183 napos időszakra végeztük el. A csapadék esetében, mivel sem térben sem időben nem folytonos elem, a területi átlag pontossága erősen függ az időtartam hosszától. A megvizsgált területi átlag annál pontosabban adható meg, minél hosszabb időtartammal dolgozunk.

Évi összeg megadásához már viszonylag kevés állomás is elegendő, hiszen egy esztendő során az időjárás okozta lokális inhomogenitás, mivel jellegzetes példája egy nyári hidegfront vagy az előtte haladó instabilitási vonal, kisímul, kiegyenlítődik. A 5. ábrán bemutatjuk a variációs koefficiens (v_m) változását a ráctávolság függvényében a napi (szaggatott görbe) és a havi (folytonos görbe) csapadék összegek esetén. Látható, hogy a számunkra érdekes ráctávolság intervallumban (30 km-ig), a havi összeghez ugyanolyan távolság esetén fele akkora v_m érték tartozik. Tekintettel a konzerv programra, a racionalizálás szempontjából a napi adatokat tekintjük irányadónak. Egy körülbelül 100 km átmérőjű területen, a használt szabályos rácsot feltételezve, 5 % variancia betartásához körülbelül 100 állomásra lenne szükség. Ez körülbelül 10 km-es ráctávolságnak felel meg. A görbe mentéből látszik, hogy napi adatok esetén a pontosság 2 %-os növelésével 20 km-es ráctávolságról, 8 km-es ráctávolságra kellene áttérni, ami 100-nál több csapadékmérő állomás telepítését feltételeznél. 20 km-nél nagyobb távolság esetén a területi érték szórása meghaladja a 10 %-ot, ami véleményünk szerint már túlzottan pontatlan közelítést tesz lehetővé. Az elfogadható ráctávolság 10 és 20 km között van.

4. Összefoglalás

A különböző elemekre elvégzett racionalizálások eredményeit összevetve elmondhatjuk, hogy tulajdonképpen két elem meteorológiai mezeje döntő a hálózatsűrűség megállapításához. Az egyik a hőmérséklet, a másik a csapadék. A vizsgált maximum és minimum hőmérséklet esetén 15 és 20 km között, a csapadék esetén 10 és 15 km között jelöltük meg a racionális ráctávolságot.

Véleményünk szerint, figyelembe véve az anyagi szempontokat is, a csapadékmérő hálózatot maximálisan 15 km-es ráctávolságra, a relatív nedvességmérő hálózatot 30 km-es, a napfénytartam mérést pedig 60 km-es távolságra célszerű telepíteni. A konzerv program-



6. ábra:

Az idealizált állomáshálózat elhelyezkedése a Nyíregyházi Konzervgyár termelési körzetében

ban használt speciális csapadékmérő állomások, amelyek a csapadék mellett a maximum és minimum hőmérsékletet is mérik, a 15 km-es ráctávolság mellett automatikusan hozzák az erre a két elemre vonatkozó racionális sűrűséget. A 6. ábrán bemutatjuk a konzerv program hatáskörzetét idelis elrendezésű hálózattal fedetten.

IRODALOM

- Bartáné, K. K., Szalmáné, Sz. V. és Vadasfabyné, A. Á., 1965: A napfénytartam területi eloszlásának szerkezeti és autokorrelációs függvénye. *Időjárás* 69, 366–369.
- Botos, L. és Varga-Haszonits, Z., 1974: *Agroklimatológia és növénytermesztés*. MÉM-OMSZ Budapest, 162 oldal
- Dunay, S., 1984: Növényfenológiai megfigyelések Magyarországon. *Légkör* 29, 2–9.
- Dunkel, Z. és Zárbok, Zs., 1980: Agrometeorológiai modellek a növény fejlődésének előrejelzésében. *Időjárás* 84, 239–245.
- Czelnai, R., 1972: Mintapontok alapján számított havi területi csapadékatlagok konfidencia szintjei. *OMSZ Hivatalos Kiadványok* 38, Budapest, 82 oldal
- Czelnai, R., Dési, F. and Rákóczi, F., 1963a: On the principles determining the density of the network of meteorological stations. *Időjárás* 67, 1–6.
- Czelnai, R., Dési, F. and Rákóczi, F., 1963b: On the determination of the rational density of the temperature-measuring network. *Időjárás* 67, 129–137.
- Czelnai, R., Dési, F. and Rákóczi, F., 1963c: On the determining the rational density of precipitation measuring networks II. *Időjárás* 68, 1–9.
- Czelnai, R., Szesztay, K. and Rákóczi, F., 1968: Stationsnetz für die Messung der Eavporation von Wasserflächen in Ungarn. *Időjárás* 72, 291–297.
- Varga-Haszonits, Z., 1972: Agroklimatológiai modell az őszi búza fenofázisainak meteorológiai jellemzésére. *Kandidáusi értekezés*, Budapest.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 5. szám, 1991. szeptember-október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 5 September-October 1991

A relatív nedvesség mezo-skálájú háromdimenziós objektív analízise

Németh Péter

Központi Léggörfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.

Horváth Ákos

Viharjelző Observatórium, H-8601 Siófok, Pf. 80.

A cikkben a nedvesség olyan háromdimenziós objektív analízise kerül bemutatásra, amely a szinoptikus skálájú meteorológiai objektumok vizsgálatára alkalmas rádiószondás állomáshálózat, és a mezo- meteorológiai időjárási folyamatok megfigyelésére is alkalmas földfelszíni állomáshálózat mért, illetve észlelt információit használja fel. Statisztikus módszert alkalmazva a szerzők kapcsolatot keresnek a földfelszínél mért relatív-nedvesség, az észlelt felhőkép és a nedvesség vertikális profilja között. A talált kapcsolat felhasználásával a szinoptikus állomások fölé vertikális profilokat szerkesztenek, és ennek segítségével a relatív nedvesség mezo-alfa skálájú objektív analízisét készítik el.

*

A three dimensional meso-scale objective analysis for relative humidity. A three dimensional objective analysis of humidity is presented. This method uses information measured by upper air stations, as well as data measured and observed at surface synoptic stations. Using a statistical procedure a connection is found between the measured humidity at the surface and observed clouds as well as the vertical profile above the measuring point. This connection is applied for constructing vertical profiles above synoptic stations. Both estimated profiles at surface synoptical stations and measured profiles at upper-air stations are used for meso-alfa scale objective analysis.

1. Bevezetés

A mezo-alfa skálájú háromdimenziós objektív analízis során lényeges kérdés a mérőhálózat térbeli felbontása. A rádiószondás mérőhálózat ugyan háromdimenziós adatmezőt szolgáltat, a mezo-skálájú mozgásrendszerek analízisére azonban ez a felbontás nem elegendő. A szinoptikus állomáshálózat, amelynek térbeli felbontása már jóval nagyobb mint a rádiószondás méréseké, csak talajmenti adatokat szolgáltat. A talajmenti mérések háromdimenziós objektív analízisbe történő bekapcsolásával egy korábbi tanulmány foglalkozott (Horváth és Práger, 1990). Ebben a szerzők ismertették, hogy a nyomásmező, a hőmérsékletmező és a nedvességmező háromdimenziós objektív analíziséhez hogyan használhatók fel a rádiószondás és a szinoptikus állomások adatai. Az ott leírt eljárás leggyengébb pontja a szinoptikus állomások fölé történő nedvességbecslés volt. Ez a becslés kis számú mintán alapult, elsősorban erős konvektivitással járó időjárási helyzetek esetén. Jelen tanulmányban a nedvességbecslési eljárást 7000 elemű mintán dolgoztuk ki, tehát gyakorlatilag felőlei valamennyi időjárási helyzetet. Az alábbiakban olyan módszert mutatunk be, amelynek segítségével a talajnál mért relatív nedvességből, valamint az észlelt felhőképből az adott helyen a nedvesség vertikális profilja megbecsülhető, majd ismertetjük, hogy miként lehet a módszert az objektív analízis eljárásban felhasználni.

2. A nedvesség vertikális profiljának becslése

A nedvesség vertikális profiljának becslésére a következő eljárást dolgoztuk ki: Tekintsük a 925, 850, 700 és 500 hPa szinteket. Ezekre a szintekre külön-külön becsljük meg a nedvességet a talajnál mért relatív nedvesség és a felhőkép alapján, amely prediktorokat a SYNOP táviratokból kapjuk. A SYNOP táviratban szerepel a harmatpont és a hőmérséklet, amelyek ismeretében a talajnál ki lehet számolni a levegő relatív nedvességét, u_0 -t. Legyen az első számú prediktorunk az

$$u^* = \text{int} \frac{u_0}{10},$$

ahol az *int* az egészrészt képző függvény. A következő paramétereket is a SYNOP táviratból, annak felhőcsoportjából vesszük: az alacsony vagy középszintű felhőzet mennyiségét oktában: (N_h), az alacsonyszintű felhők fajtáját: (C_L), a középszintű felhőzet fajtáját: (C_M), a magasszintű felhőzet fajtáját: (C_H), végül pedig a felhőalapot: $h-t$. A SYNOP táviratban az N_h , C_L , C_M , C_H és h értékei a következők lehetnek: $\{0, 1, \dots, 9, / \}$. A / jel azt jelenti, hogy nincs adat. A relatív nedvességből származtatott u^* is az előbbi értékeket veszi fel, ha az adathiányhoz a / jelet rendeljük, a 100 százalékos relatív nedvességhez pedig 99 százalékot.

A nedvességprofil becslése a fenti 6 prediktor segítségével a következőképpen történik. Tételezzük fel, hogy az adott főnyomás-felület relatív nedvességének klímaátlaga u . Az aktuális felhőkép és a talajnál mért relatív nedvesség ehhez a klímaátlaghoz egyfajta anomáliát ad és befolyásolja a valóságos u relatív nedvességet. Keressünk regressziós kapcsolatot a SYNOP táviratból vett mennyiségek és az adott szint (pl. 850 hPa) nedvességi anomáliája között az alábbi formában:

$$u' = r(N_h, C_L, h, C_M, C_H, u^*) + e \quad (1)$$

ahol u' a relatív nedvesség anomália tagját, r a regressziót, míg e a zajtagot jelenti. A továbbiakban a regressziót additív módon közelítjük (Karlin és Taylor, 1985), azaz

$$u' = F_1(N_h) + F_2(C_L) + F_3(h) + F_4(C_M) + F_5(C_H) + F_6(u^*) + e^* \quad (2)$$

ahol F_1 az alacsony- vagy középszintű felhőzet mennyisége által képviselt nedvesség anomália s. i. t.. A prediktorok kisméretű értelmezési tartománya lehetővé teszi, hogy a becslés módját szemléletesen is bemutassuk. Minden egyes prediktor minden egyes lehetséges értékehez egy függvényérték tartozik, amelyeket az *I. táblázat* mutat be.

I. táblázat:

A nedvesség anomália becslése az adott szinten e táblázat segítségével történik: minden egyes SYNOP táviratban a prediktoroknak egyfajta realizációja adott, az azokhoz tartozó táblázati értékek összege adja az anomália becslést

Kód	N_h	C_L	h	C_M	C_H	u^*
	Prediktor					
0	f_1	f_{12}	f_{56}
1	f_2	f_{13}
2	f_3
.
.
.
.
.
9
/	f_{11}	f_{22}	.	.	.	f_{66}

A becslés tehát a következőképpen történik: megnézzük, hogy a SYNOP távirat alapján az egyes prediktorok aktuális kód értékeihez milyen f_i függvényértékek tartoznak, és ezeket összegezzük. Ha például a távirat alapján:

$$N_h = 8, C_L = 6, h = 7, C_M = 1, C_H = 1, u^* = 9,$$

akkor a becsült nedvesség anomália az adott szinten az I. táblázat segítségével:

$$y' = f_9 + f_{18} + f_{27} + f_{44} + f_{55} + f_{65} \quad (3)$$

A relatív nedvesség vertikális profiljának meghatározásához tehát minden fentiekben megnevezett szintre egy becslési táblázat szükséges.

A következőkben bemutatjuk a becslési táblázatok meghatározásának egy lehetséges módját.

A budapesti és a szegedi rádiószondás adatsorból meghatározhatjuk a 925, 850 stb. szintek relatív nedvességének klímaátlagát, illetve anomália idősorát. Minden méréshez megvan a felhőkép és a talajmenti relatív nedvesség, tehát a becsléseket el tudnánk végezni, ha ismernénk a 66 elemű táblázatot. Vegyük ismertnek a becslési táblázat elemeit, és segítségseggel írjuk fel minden egyes esetben az anomália becslést a (3) képlet alapján. Képezzük most a

$$\Delta = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (u_n - y_n)^2 \quad (4)$$

átlagos négyzetes eltérést, ahol N a minta száma, u'_n a mérésből származtatott anomália érték, és y'_n a becsült anomália az adott szinten. A becslésünket akkor tekintjük jónak, ha Δ értéke a lehető legkisebb. Ha most a táblázatban szereplő f_1, f_2, \dots, f_{66} értékeket változóknak tekintjük, akkor a feladatunk a

$$\Delta(f_1, f_2, \dots, f_{66}) = \min. \quad (5)$$

szélsőérték feladat megoldása, azaz a Δ minimumhelyének megkeresése.

A minimumhely meghatározásának alapelve a következő. A $\Delta(f_1, \dots, f_{66})$ függvényt felfoghatjuk egy 66 dimenziós felületként. A feladat e felület minimumhelyének a megkeresése. Ezt oly módon tesszük, hogy felvesszük a $f^0 = (f_1^0, \dots, f_{66}^0)$ tetszőleges kezdeti értékeket, és ezekkel előállítjuk minden egyes mintához az y'_n becslést, majd kiszámoljuk a (4) összefüggéssel a $\Delta^0(f_1^0, \dots, f_{66}^0)$ függvényértéket. A 66 dimenziós felület így kapott pontjában meghatározzuk a felület gradiensét:

$$\underline{G}^0 = \left. \frac{\partial \Delta}{\partial \underline{f}} \right|_{\underline{f} = \underline{f}^0} \quad (6)$$

A gyakorlatban a G^0 kiszámolását úgy valósíthatjuk meg, hogy vesszük egy elegendően kicsiny δ értéket, és ennek segítségével a gradiensvektor komponenseit differenciánnyadosokkal közelítjük:

$$G_i^0 = \frac{\partial \Delta}{\partial f_i} \approx \frac{\Delta(f_1^0, \dots, f_i^0 + \delta, \dots, f_{66}^0) - \Delta(f_1^0, \dots, f_i^0, \dots, f_{66}^0)}{\delta} \quad (7)$$

*II. táblázat:
A nedvesség anomália becslésének táblázata a főbb hPa szinteken, télen*

kód	Prediktor					
	N _h	CL	h	C _M	CH	u [*]
925 hPa						
0	-0,17	-0,72	0,00	-2,59	0,37	0,00
1	-2,43	3,81	0,00	0,83	0,18	0,00
2	0,26	4,06	1,25	5,73	-1,20	-29,38
3	-0,56	2,27	-0,23	1,07	0,00	-19,17
4	-0,73	1,20	2,79	-1,39	0,00	-10,13
5	1,09	-1,00	2,21	-0,88	0,00	-3,68
6	1,53	-5,02	-0,31	-0,52	-3,39	0,24
7	1,15	2,47	-1,76	0,62	3,07	6,12
8	3,95	1,06	0,00	-1,30	-0,31	9,68
9	-3,98	3,55	-1,36	0,00	0,00	12,55
/	0,00	-3,98	-3,98	1,71	0,38	0,00
850 hPa						
0	-1,22	-0,44	0,00	-5,52	-0,72	0,00
1	-3,19	4,17	0,00	1,85	-1,49	0,00
2	1,27	6,20	-6,75	11,46	-2,42	-22,24
3	-0,23	8,35	-4,19	0,73	0,00	-12,87
4	0,27	5,31	0,53	-0,97	0,00	-5,55
5	2,39	-1,81	3,00	2,04	0,00	-2,34
6	3,16	-10,83	4,01	0,89	-4,49	-1,07
7	3,68	2,28	1,40	3,49	2,97	3,48
8	2,95	3,54	0,00	0,54	-3,42	6,75
9	-6,67	3,77	-1,49	0,00	0,00	9,12
/	0,00	-6,67	-6,67	-2,02	1,77	0,00
700 hPa						
0	0,32	0,82	0,00	-10,41	-4,14	0,00
1	-2,17	2,38	0,00	8,53	-7,31	0,00
2	2,03	1,74	-4,72	16,28	-2,54	-10,89
3	0,35	7,90	-3,80	4,97	0,00	-9,94
4	0,13	9,90	-0,31	0,30	0,00	-4,54
5	-0,39	-1,18	1,70	3,87	0,00	-1,71
6	1,58	-10,03	2,46	-4,88	-3,16	-2,30
7	0,53	2,58	1,59	8,53	7,25	2,66
8	-0,71	2,79	0,00	8,23	-2,41	5,40
9	-7,33	6,65	-0,59	0,00	0,00	9,43
/	0,00	-7,33	-7,33	-8,26	4,60	0,00
500 hPa						
0	-0,24	1,79	0,00	-5,71	-8,45	0,00
1	1,73	-0,52	0,00	18,41	-6,76	0,00
2	1,74	0,98	-3,75	10,77	-1,10	-12,19
3	1,36	1,54	-1,91	1,59	0,00	-6,89
4	1,21	13,18	-1,00	-0,78	0,00	-3,83
5	-1,83	-1,62	1,06	2,66	0,00	-1,83
6	-0,47	-6,34	0,62	-8,45	8,00	-1,47
7	-0,13	-0,40	1,71	5,96	14,22	-0,49
8	-2,21	-0,14	0,00	1,00	5,46	6,75
9	-4,86	8,83	0,15	0,00	0,00	9,70
/	0,00	-4,86	-4,86	-7,12	3,73	0,00

III. táblázat:
A nedvesség anomália becslésének táblázata a főbb hPa szinteken, nyáron

Kód	Prediktor					
	N _h	C _L	h	C _M	C _H	u [*]
925 hPa						
0	-0,33	-0,96	0,00	-0,42	0,10	0,00
1	-1,01	0,01	0,00	-1,02	0,40	0,00
2	-0,36	0,55	0,00	0,34	-0,73	-18,50
3	0,02	0,42	4,25	0,64	-1,10	-8,79
4	0,63	0,24	2,87	0,09	0,00	0,37
5	0,07	-1,45	0,84	0,52	2,50	8,94
6	1,59	0,00	-0,20	0,39	-2,26	15,57
7	0,83	1,01	-1,51	0,20	0,89	20,62
8	0,00	0,16	0,00	-0,05	1,29	25,29
9	0,00	-2,65	-1,42	0,00	0,00	30,21
/	0,00	0,00	0,00	1,60	0,27	0,00
850 hPa						
0	-2,77	-2,15	0,00	-0,86	-0,16	0,00
1	-3,28	0,10	0,00	-1,74	1,02	0,00
2	-0,54	1,12	0,00	0,82	-1,22	-13,85
3	0,82	2,13	1,11	3,38	-2,15	-5,29
4	2,36	0,38	0,39	0,46	0,00	-1,61
5	2,71	-2,82	0,72	1,24	2,07	5,82
6	4,16	0,00	0,69	1,19	-4,72	8,57
7	3,32	2,48	-0,02	1,06	0,30	11,66
8	0,00	-0,03	0,00	-0,34	1,16	15,73
9	0,00	-2,31	-3,11	0,00	0,00	20,26
/	0,00	0,00	0,00	2,04	1,21	0,00
700 hPa						
0	-2,06	-1,15	0,00	-6,32	-2,20	0,00
1	-1,44	-3,73	0,00	1,70	-0,97	0,00
2	-0,91	-0,49	0,00	8,99	0,26	-9,03
3	0,51	7,32	-1,39	4,88	-2,60	-5,04
4	0,96	-6,26	-2,71	1,67	0,00	0,93
5	2,73	0,08	0,79	7,01	3,72	5,10
6	3,91	0,00	0,46	2,79	-1,02	4,51
7	3,74	4,45	1,27	9,14	7,69	6,53
8	0,00	1,49	0,00	7,08	-2,05	10,53
9	0,00	8,42	-1,73	0,00	0,00	14,27
/	0,00	0,00	0,00	-0,36	4,61	0,00
500 hPa						
0	-3,61	1,48	0,00	-5,07	-4,93	0,00
1	0,35	-1,76	0,00	12,70	-1,03	0,00
2	1,47	-1,13	0,00	13,96	1,23	-4,77
3	1,41	1,74	-5,56	0,07	-0,14	-3,65
4	1,54	-1,34	-6,68	0,72	0,00	0,01
5	-0,59	-1,02	-1,10	6,46	3,05	3,93
6	-0,94	0,00	0,50	-2,73	5,87	2,36
7	0,33	3,45	-0,98	8,32	12,66	4,18
8	0,00	2,48	0,00	6,38	6,02	11,16
9	0,00	8,18	1,40	0,00	0,00	11,66
/	0,00	0,00	0,00	-2,78	4,59	0,00

Mozduljunk el az f változók terében a gradienssel ellentétes irányba, azaz a Δ felület legnagyobb lejtésének irányába egy alkalmasan választott kicsiny d távolsággal:

$$\underline{f}^1 = \underline{f}^0 - \frac{G^0}{|G^0|} d. \quad (8)$$

Az \underline{f}^1 a Δ minimumhelyét \underline{f}^0 -nál jobban közelíti.

Az így definiált iterációt addig folytatjuk amíg elérjük a felület minimumát. A fenti eljárással kapott minimumhely az abszolút minimum, amely a (4) formulából látható, ugyanis Δ az f_i értékeknek másodfokú függvénye, tehát a $\Delta (f_1, \dots, f_{66})$ felület egy 66 dimenziós hipersíkban lévő paraboloid, egyetlen minimumhellyel.

A becsléshez szükséges táblázatot minden szintre el kell készítenünk, a táblázatokat mellékeljük (II.–III. táblázatok). A vizsgálatokat a téli és a nyári félévre külön-külön hajtottuk végre, évszakonként körülbelül 3500 adatot használtunk fel. 10 év hosszúságú adatbázisból a 12 UTC-s budapesti és szegedi mérési adatokat vettük figyelembe.

A becslés eredményességét az alábbi módon lehet lemérni. Vesszük a Δ négyzetgyökét a minimumhelyen, ami nem más mint az eljárás reziduum-szórása: σ_R . Ezt az értéket összehasonlítjuk a klímaátlag körüli σ szórással. Minél kisebb a σ_R a σ -hoz képest, annál használhatóbb a becslés. Az eljárást öt év hosszúságú független mintán teszteltük. A tananyag alapján meghatározott táblázatok segítségével előállítottuk a független mintára vonatkozó nedvességanómália becslést és a σ_{Rf} reziduum-szórását.

IV. táblázat:

A relatív nedvesség klímaátlag körüli szórása (σ), a tananyag reziduum-szórása (σ_R), és a független minta reziduum-szórása (σ_{Rf}) téli és nyári félévben a különböző nyomásfelületeken

Nyomásfelületek [hPa]		925	850	700	500
Téli időszak adatsorainak felhasználásával	σ_R	10,40	15,30	19,43	18,20
	σ	15,91	19,76	24,96	21,81
	σ_{Rf}	11,10	16,30	20,00	18,50
Nyári adatok felhasználásával	σ_R	7,09	10,19	16,90	17,13
	σ	14,16	14,64	22,08	20,83
	σ_{Rf}	7,40	10,50	17,30	17,40

A IV. táblázatban feltüntetjük a szórásértékeket, évszakos bontást alkalmazva. Látható, hogy az alacsonyabb szinteken (925, 850 hPa) a becslési eljárás használható eredményeket ad, míg a magasabb szintek felé haladva egyre kevésbé mülja felül a klímaátlaggal történő becslést. 500 hPa-on az eljárás sikertelenségét véleményünk szerint az alábbi tényezők okozhatják:

1. a vizsgált időszakban alkalmazott rádiószonda típus (MARZ-2-2) a relatív nedvességet a magassággal növekvő hibával mérte (az érzékelőhártya befagy);

2. a magasabb rétegek felhőzetének észlelése esetenként problematikus (az alacsonyabb szintű felhőzettől nem látszik).

A tananyag és a független minta reziduum-szórásait összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy statisztikailag reprezentatív becslési táblázatokat nyertünk.

3. A nedvességbecslés felhasználása az objektív analízis során

A fentiekben ismertetett módszert felhasználhatjuk a szinoptikus állomások feletti nedvességprofil becslésére. Az így kapott nedvességprofil az időjárási helyzettől függően

jelentős hibával is rendelkezhet. Nyilvánvaló, hogy ha például az eget az alacsonyszintű inverziós rétegfelhőzet teljesen beborítja, akkor a 700 hPa szintre becsült nedvesség kevésbé használható. Ezért az objektív analízis során az előbbieken becsüléssel kapott nedvességet inkább súlytényezőként célszerű felhasználni egy olyan interpoláció pontosítására, ahol a rádiószondás mérőhálózat információi képezik az alap-adatokat. A gyakorlati megvalósítás két lépésben történik. Először előállítjuk azt a törtlineáris profilt, amelyet úgy kapunk, hogy a talajnál mért nedvességet, a 925, 850, 700 és 500 hPa fentiekben becsült nedvességét, és a légoszlop tetején horizontális interpolációval nyert nedvesség értékét összekötjük. A következő lépésben a környező rádiószondás mérésekből horizontális interpoláció segítségével minden egyes vertikális rácspontra interpolálunk nedvességet. Ezt követően a legalsó és legfelső rácspontok kivételével képezzük az interpolált és becsült profilok számtani közepét. Az így kapott mennyiségeket tekintjük a szinoptikus állomások feletti eredő nedvesség profilnak.

Végül, amikor a nedvességet interpoláljuk az objektív analízis rácspontjaira, a rádiószondával mért és a szinoptikus állomások fölötti eredő profilokat egyenrangúnak tekintjük.

V. táblázat:

Budapest fölött a valódi nedvesség (F), a környező mérésekből interpolációval nyert nedvesség (F_i) és az eredő nedvesség (F_e) összehasonlítása

Magasság [m]	F	F_i	F_e
140	66	66	66
400	66	65	66
800	65	71	65
1200	63	72	65
1600	52	73	62
2000	45	74	57
2400	45	75	54
2800	48	76	55
3200	50	75	55
3600	53	75	58
4000	54	77	59
4400	55	80	63
4800	54	81	65
5200	55	91	77
5600	50	93	74
6000	68	94	77
6400	78	88	87
6800	83	85	84
7200	80	76	77
7600	78	70	72
8000	82	73	74
8400	84	64	67

A szinoptikus állomások fölötti nedvességprofil becsülésének minőségét úgy ellenőrizhetjük, hogy az objektív analízis során a budapesti rádiószondás adatok helyett csak a szinoptikus állomás adatait tekintjük, majd az objektív analízis által Budapest fölé kapott nedvesség, és a rádiószonda által mért nedvesség értékeit összehasonlítjuk. A *V. táblázatban*

egy meglehetősen összetett időjárási helyzetben (1988. szeptember 2. 12 GMT) végzett összehasonlítást mutatunk be. A táblázatból kitűnik, hogy az eredő nedvesség pontosabb annál, mint amit a környező adatok interpolációjából nyerhetünk.

4. Összefoglalás

Olyan gyakorlati eljárást ismertettünk, amely segítségével egyszerű módon becsülhetjük meg a nedvességprofilt. Az eljárásnak főként olyan időjárási helyzetekben vehetjük a hasznát, amikor a nedvesség mezejében éles diszkontinuitások alakulnak ki. Ilyenek a posztfrontális leáramlások, vagy a prefrontális zivatar-rendszerek. A módszert vélhetően tovább lehet tökéletesíteni újabb prediktorok bevonásával. Ilyen információk lehetnek a műholdadatok (Tánczer, 1989), vagy a radar mérések (Atkinson, 1981). A gyakorlati számításokhoz szükséges információk elegendő mennyiségben és hozzáférhető adathordozón csak a fentiekben használt adatok esetén álltak rendelkezésre.

IRODALOM

Atkinson, B. W., 1981: *Meso-scale Atmospheric Circulation*. Academic Press, London, New York

Tánczer, T., 1988: *Műholdmeteorológia*, Akadémiai Kiadó, Budapest

Horváth, Á, és Práger, T., 1990: Meteorológiai mezők mezo-alfa skálájú objektív analízise. *Időjárás* 94, 230–255.

Karlin, S. és Taylor, H. M., 1985: *Sztohasztikus folyamatok*, Gondolat, Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 5. szám, 1991. szeptember-október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 5 September-October 1991

A vízpára molekuláris diffúzióját leíró függvény egyes sajátosságai

Thoma Frigyes

*Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, Hidrológiai Intézet, H-1095 Budapest,
Kvassay Jenő út 1.*

Nemrég (1987-ben), a magyarországi párolgásmérő kádhálózat 3 m²-es kádjai adataiból összegyűjtött öt évi méréssorozat alapján, hat választott léghőmérséklet esetére meghatározták a pára molekuláris diffúzió állandója és a párolgó víz hőmérséklete közötti függvényeket. E függvények munkatartományából kiindulva a szerző most megalkotta a vízpára molekuláris diffúzió állandójára vonatkozó $D_m = f_1(T_{\text{víz}})$ függvények burkológörbéjét.

Definiálta a burkoló-görbét, továbbá meghatározta ennek a görbének eddig még hiányzó alsó, közbülső és felső szakaszát, valamint néhány jellemző pontját. A görbe legalsó jellemző pontja $R = 0$ relatív páratartalom esetében $T_v = -273,15$ °C-nál azaz a gázok abszolút nulla pontjánál van.

*

Individual characteristics of the vapour molecular diffusion function. Not long ago (in 1987), functions of the vapour molecular diffusion constant against evaporating water temperature in case of six selected air temperatures were determined based on the five year measuring series gathered from the data of the Hungarian national evaporation measuring pan network concerning 3 m² pans. Starting from the working range of these functions, the author has recently developed the envelop curve of the $D_m = f_1(T_{\text{water}})$ functions regarding the molecular diffusion constant.

He defined the envelop curve and determined the lower, upper and the middle ranges of this curve as well as some characteristic points which have been missing up to now. The lowest characteristic point in case the relative humidity $R = 0$ lays at the value $T_w = -273,15$ °C, i. e. at the value of ideal gas absolute zero point.

1. Bevezetés

A mezőgazdasági vízellátással foglalkozó hidrológusok és kutató mérnökök számára régóta jelentős problémát okozott a víztározók párolgási vesztesége és ezen veszteségek csökkentése. Ez a kérdés elsősorban a meleg égőben, a trópusi zónában dolgozó szakembereket foglalkoztatta.

A párolgáscsökkentés korszerű megoldására az 50-es évek óta végeznek kutatásokat, mégpedig különféle anyagok, illetve módszerek kapcsán (*Bijleveld*, 1964; *Brown and Ford*, 1972; *Cluff*, 1967; *Cooley and Myers*, 1973; *Genet and Rohmer* 1961; *Mahmoud and Bashi*, 1980; *Mansfield*, 1955; *Myers and Frasier*, 1970, és *Rao et al.*, 1983). Hazánkban először *Szesztay* végzett a VITUKI-nál cetyl alkohollal párolgáscsökkentő kísérleteket (*Szesztay*, 1962).

Hasonló céllal, de alapjában más koncepcióval végeztek 1960 – 1963 között laboratóriumi kísérleteket (*Thoma*, 1967 és 1973), majd később 1968-ban – trópusi környezetben, Ghana-ban – kisminta- kísérleteket (*Thoma*, 1970). A kísérletek eredetileg csak az új koncepció (*Thoma*, 1969; 1970 és 1971, magyar, osztrák és angol szolgálati szabadalmak)

lehetőségének tisztázására, majd ennek alapján később a feltételezett fizikai folyamat (páraáramlás hidraulikája) bizonyítására (Thoma, 1980) szolgáltak.

A kezdeti sikereken felbuzdulva, s egy további, újabb szabadalom kapcsán (Thoma, 1988a) felmerült a kérdés, lehet-e a redukciós alak-hatásgörbék meghatározásához szükséges, igen drága trópusi (helyszínen elvégzendő) kísérleteket, ennél jóval olcsóbb eljárásokkal vagy esetleg egyszerű elméleti közelítő módszerek alkalmazásával, számítással helyettesíteni? E kérdés vizsgálata folyamán azonban kiderült, hogy a pára turbulens, de elsősorban molekuláris diffúzió állandójának különféle függvényértékei nélkül – például a $D_m = f_1(T_v)$ diffúzió állandó/víz hőmérséklet; $D_m = f_2(T_l)$ diffúzió állandó/lég hőmérséklet; és $D_m = f_3(R)$ diffúzió állandó/levegő relatív páratartalma értékek ismerete nélkül – a feladat nem oldható meg. Ezért további következetes kutató munka során kidolgozásra került:

a) a pára molekuláris diffúzió állandójának meghatározására vonatkozó módszer (Thoma, 1982);

b) a pára diffúzió tényezőjének meghatározására vonatkozó módszer turbulens légmozgás esetén (Thoma, 1983), majd később

c) a pára diffúzió állandójának függvényei, valamint sor került a Gauss-féle eloszlás függvényének a meghatározására (Thoma, 1987).

(A számítások során az alábbi jellegzetes koeficiensek adódtak: molekuláris diffúzió állandóra, $D_m \approx 0,48 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ ($T_l = 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_v = 25 \text{ }^\circ\text{C}$ és $R = 45 \%$ esetén), valamint turbulens diffúzió tényezőre, $D_t \approx 0,90 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ ($T_l = 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_v = 25 \text{ }^\circ\text{C}$ és $R = 45 \%$ esetén) $v = 3,5 \text{ m/sec}$ mellett, mely adatokból kitűnik vizsgálódásaink indokolt volta, illetve jelentősége. Ugyanakkor közismert tény, hogy a $v = 3,5 \text{ m/sec}$ nagyságú szélsősebesség előfordulása elég gyakori.)

Az 1982 – 1983 és 1987-es tanulmányok birtokában most már sikerült – egy jóval korábban elkészült elvi jelentőségű tanulmányra (Thoma, 1980a) támaszkodva – párahidraulikai számítással levezetni azokat a függvénygörbéket (úgynevezett redukciós alakhatásgörbéket) (Thoma, 1988b; 1989b– 1991), amelyekre a párolgáscsökkentő berendezés (Thoma, 1969; 1970; 1971) gyakorlati kivitelezéséhez (a csökkentő berendezés, illetve szerkezet párahidraulikai méretezéséhez) minden esetben szükség van.

Jelen tanulmány célja, a pára diffúzió állandója függvényeinek részletesebb – a függvények teljes tartományára kiterjedő – tárgyalása, az egye sajátosságok megvilágítása, valamint annak bizonyítása, hogy a korábbi tanulmányban (Thoma, 1987) csak egy kiragadott szakaszával bemutatott függvény (a $D_m = f_1(T_v)$ függvény) valóban elfogadható valós, létező függvény. A teljes függvény alsó szélső pontjában az abszcissa tengelyt a $T_v = -273,15 \text{ }^\circ\text{C}$ értéknél, azaz az abszolút nulla pontnál metszi, ahol a részecskék mozgása – eddigi fizikai ismereteink szerint – megszűnik. Amiből értelemszerűleg következik, hogy mint a vonatkozó ábrán is látható a molekuláris diffúzió értéke ott $D_m = 0$.

2. A vízpára diffúzióját leíró függvényhalmaz és annak burkológörbéje

Előzmények

A közelmúltban megjelent tanulmányban (Thoma, 1987) a pára diffúzió állandójának függvényeit ($D_m = f_1(T_v)$, $D_m = f_2(T_l)$ és $D_m = f_3(R)$ függvényeket) analizáltuk. Ezek közül talán a legjellemzőbb – s a gyakorlat mai igényei számára minden bizonnyal a leghasznosabb – függvény a $D_m = f_1(T_v)$, mely a molekuláris diffúzió néven ismert anyagszállítási folyamatra vonatkozik. A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvény egyes pontjainak számítása, a $dN = -D A \frac{dn}{dx} dt$ alakú képlet (Fick I. törvénye) alapján, annak „ D ”-re kifejtett egyenlete segítségével készült (Thoma, 1982; 1983), $dN = P/T$ (a dt idő alatt az A felületen átáramló részecskék száma) és $dn = a(T_v) - R a(T_l) \text{ g/cm}^3$ (a dx menti pára koncentráció változás nagysága) helyettesítésének révén, amikor is a párolgás mértéke a $P = c(E(T_v) - RH E(T_l))$

($l = 0,225$ v) mm/hó empirikus képletet (Ubell, 1959) alkalmaztuk, a $c = 12$ és a $v = 0$ m/sec értékekkel. Végeredményben tehát a

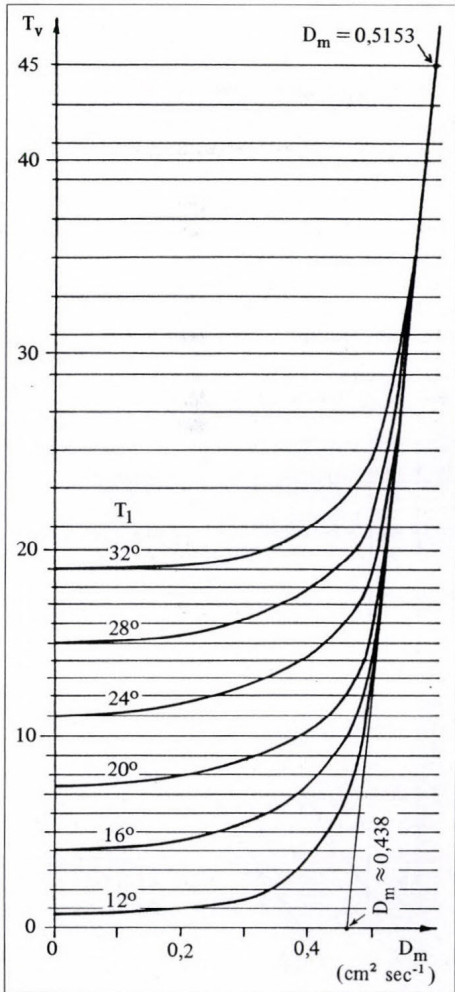
$$D_m = \frac{c (E(T_v) - R \cdot E(T_1)) / T \, dt}{A a(T_v) - R \cdot a(T_1) dx} = \text{konstans} \frac{E(T_v) - R \cdot E(T_1)}{a(T_v) - R \cdot a(T_1)}$$

alakú képletet használtuk fel.

Az analízis kapcsán hat különböző léghőmérséklet és $R = 45\%$ -os relatív páratartalom esetében határoztuk meg a $D_m = f_1(T_v)$ függvényeket, (1. ábra) melyek burkológörbéjét a

$$D_m = 0,438 + \frac{0,0517}{30} \tag{1}$$

alakú közelítő egyenlet jellemzi.



1. ábra:
A molekuláris diffúzió állandó ($D_m, \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ egységben) változása a vízhőmérséklet ($T_v, ^\circ\text{C}$) függvényében, különböző levegőhőmérsékletek ($T_1, ^\circ\text{C}$) és 45%-os relatív nedvesség (R) esetén

Tudjuk, hogy minden függvénynek – a mi esetünkben, egy feltételezett teljes tartományra vonatkozó burkológörbének is – van jellemző alakja, szakaszai és jellemző értékei. A hivatkozott tanulmányban a feltételezett burkológörbének csak egy közbülső szakaszt ábrázoltuk, mégpedig a $T_v = 0^\circ\text{C}$ és $T_v = 45^\circ\text{C}$ hőmérsékleti értékhatárok között, $R = 45\%$ relatív páratartalom esetére. Kérdés, mi van ezeken az értékhatárokon túl? Hol vannak jellemző pontok, milyen hatással van a burkológörbére az „ R ” relatív páratartalom?

A következőkben ezekre a kérdésekre szeretnénk – természetesen a teljesség igénye nélkül – választ kapni.

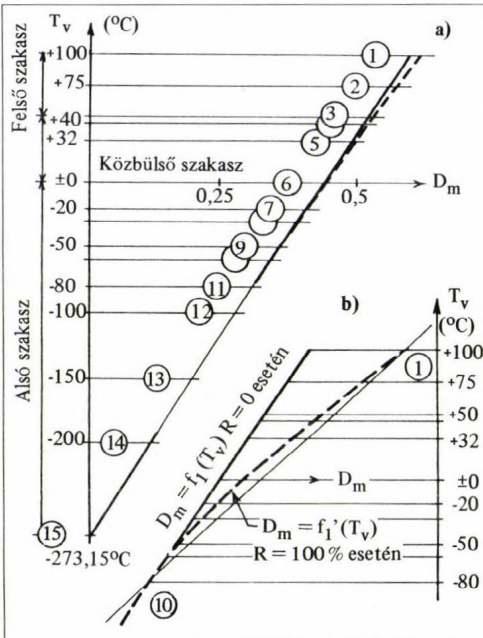
A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvényekhez tartozó burkológörbe definíciója.

A pára „ $D_m = f_1(T_v)$ ” molekuláris diffúzió állandó függvényeinek a burkológörbéje – a levegő egy választott „ R ” relatív páratartalma esetében – egy olyan függvénygörbe, amely magába foglalja a választott „ R ” esetében az összes „ $D_m = f_1(T_v)$ ” molekuláris diffúzió állandó függvények munkaszakaszát. A $D_m = f_1(T_v)$ függvény munkaszakaszának a görbe azon szakaszát értjük, mely mentén e függvény a függőlegestől eltérő kissé ferde szakasza egyenes vonalban folytatódik az $R = 0$ relatív páratartalom esetén. $R = 0$ esetében a munkaszakasz – R -től függően – 80°C vízhőmérséklet felett – némileg elhajlik az $R = 0$ -ra kapott egyenes vonaltól.

A burkológörbe feltételezett további jellemző szakaszai és pontjai

Minthogy vízpáráról, vagyis telítetlen levegőben, illetve szélső esetekben abszolút száraz és telített levegőben levő gázzól van szó, és nem túlnyomás alatti gőzről, azért az esetünkben tárgyalt burkológörbének minden bizonnyal lesz egy – célszerűen a $T_v = 45^\circ\text{C}$ hőmérsékletnek a magassága feletti – *felső szakasza*. Továbbá, e szakasznak lesz egy *felső végpontja*, mégpedig a párolgó víz forráspontjának, azaz a $T_v = 100^\circ\text{C}$ hőmérsékletnek a magasságában.

Ugyancsak feltételezhető, hogy a burkológörbének lesz egy eddig még nem vizsgált – a normális nulla pont alatti, azaz az origón aluli – *negatív hőmérsékletekhez tartozó alsó szakasza*, valamint ennek az alsó szakasznak lesz egy *alsó végpontja*. A feltételezett három szakaszt a 2. ábrán ábrázoltuk.



2. ábra:

a) A burkológörbe feltételezett három különböző szakasza, kijelölve rajta a számítandó T_v ($^\circ\text{C}$) vízhőmérsékletekhez tartozó D_m ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) molekuláris diffúzió állandó helyeit

b) A simulógörbe elhajlása kinagyítva $T_v + 100^\circ\text{C}$ és -80°C közötti tartományban. (D_m skálázása 10-szeresen széthúzva az a. ábrán bemutatottakhoz képest.)

A folytonos egyenes $D_m = f_1(T_v)$ és $R = 0$, a szaggatott görbe $D_m = f_1'(T_v)$ és $R = 100\%$ esetén érvényes

A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvények burkológörbéjének teljes terjedelme és jellemző pontjai

a) *Az ideális gáz abszolút hőmérsékletének a definíciója és az ebből levonható logikus következmények*

A fizika jelenlegi felfogása szerint gázok esetében érvényben van a hőmérséklet molekuláris jelentése, amikor is az abszolút hőmérséklet a molekulák átlagos kinetikai energiájával arányos mennyiség. Ennek megfelelően az abszolút nullapont értelmezése (Budó, 1978) a következő: „Az abszolút nullapont az $1/2 \mu v^2 = 3/2 k \cdot T$ összefüggés alapján az a hőmérséklet, amelynél $v^2 = 0$, azaz minden egyes molekula sebessége zérus lenne.”

A fenti összefüggésekben:

μ – a gáz egy molekulájának a tömege;

v – a gáz molekuláinak a közepes sebessége;

k – a Boltzmann-féle állandó ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$);

T – a gáz abszolút hőmérséklete.

Fentiekből logikusan következik, hogy ha a molekulák sebessége ilyen állapotban zérus, akkor a diffúzió a $T = -273,15^\circ\text{C}$ fokon megszűnik.

b) *A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvények burkológörbéinek jellemző pontjai, azok számszerű értékei*

Mindenekelőtt le kell szögezni, hogy a „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvényeknek végtelen sok burkológörbéje létezik, hiszen egy-egy választott „ T_1 ” léghőmérsékletre megszerkeszthető „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvénygörbe a levegő RH relatív páratartalmának is a függvénye (Thoma, 1987, 1a és 1c ábra).

A következőkben két választott relatív páratartalmú levegőre vonatkozó burkológörbét teszünk vizsálat tárgyává. Első esetben azt vizsgáljuk, milyen alakot ölt a burkológörbe, ha az $R = 0$ vagyis a levegő abszolút száraz. Ez az egyik szélső eset. A másik esetben $R = 100\%$, amely egy olyan határeset, amikor állandóan fennforog az a körülmény, hogy amennyi páramolekula bejut a telített rétegbe, ugyanakkor annyi el is távozik. Az eset a vízszint felett elhelyezkedő határréteghez hasonlít.

c) *A függvény pontjai számszerű értékeinek meghatározási módszere*

A számításához szükséges – léghőmérsékletekhez rendelt – páranomás, illetve páramennyiség értékeket a

$$E' = 4,58 \cdot 10^3 \frac{7,545 \cdot T}{235 + T} \quad (2)$$

és az

$$a = 289,35853 \frac{E' \text{ (mm Hg)}}{273,00 (1 + 0,003673 \cdot T)} \quad (3)$$

alakú Magnus-féle empirikus képletek (Koschmieder, 1951) segítségével határoztuk meg ahol,

E' – telített levegő páranomása (mm Hg);

a – telített levegő páramennyisége (g/m^3);

T – a levegő hőmérséklete ($^\circ\text{C}$); és

$\alpha = 0,003673$ (konstans).

A burkológörbe általános egyenlete – a korábbi tanulmány (Thoma, 1983) folyamán felhasznált számítási séma kapcsán – a következő alakban írható fel:

$$D_m = \text{konst} \cdot \frac{E(T_v) - R E(T_1)}{a(T_v) - R a(T_1)} \quad (4)$$

ahol,

D_m – molekuláris diffúzió állandó ($\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$);

$$\text{konst.} = \frac{12}{10 \cdot 2\,590\,000} = 4,6332 \cdot 10^{-7} \text{ (sec}^{-1}\text{)};$$

$E(T_v)$ – határreteg párányomása (Hg mm);

R – a levegő relatív páratartalma (%);

$E(T_1)$ – levegő párányomása (Hg mm);

$a(T_v)$ – határreteg párákoncentrációja (g/cm^3);

$a(T_1)$ – levegő párákoncentrációja (g/cm^3)

A (4) képlet $R = 0$ esetén

$$D_m = 0,43712675 (1 + \alpha_v) \quad (4a)$$

-re adódik, mely összefüggés egyszersmind a 2a. ábrán folytonos vonallal feltüntetett burkológörbe (pontosabban itt már „burkolóegyenes”) egyenlete is. Ennek az egyenletnek a jobb oldalán $T_v = -273 \text{ }^\circ\text{C}$ -nál szingularitás áll fenn, amikor is a diffúzió állandó $D_m = 0$ -ra csökken.

I. táblázat:

A két szélső burkológörbe számított „ D_m ” értékei és azok jellemző paraméterei

Pont jele	T_v °C	T_1 °C	D_m		ΔD_m	Megjegyzés
			R			
			0 %	100 %		
1	+100	+60	0,5984	0,6167	0,0183	Felső szakasz
2	+75	+38	0,5575	0,5717	0,0142	
3	+50	+15	0,5174	0,5277	0,0103	
4	+45	+11	0,5094	0,5193	0,0099	Középső szakasz
5	+32	±0	0,4885	0,4971	0,0086	
6	±0	-30	0,4366	0,4414	0,0048	
7	-20	-50	0,4050	0,4077	0,0027	Alsó szakasz
8	-30	-60	0,3889	0,3909	0,0020	
9	-50	-80	0,3568	0,3576	0,0008	
10	-60	-100	0,3408	0,3409	0,0001	
11	-80	-120	0,3087	0,3087	0,0000	
12	-100	-150	0,2765	0,2765	0,0000	
13	-150	-200	0,1963	0,1963	0,0000	
14	-200	-250	0,1160	0,1160	0,0000	
15	-273,15	-273,15	0,0000	0,0000	0,0000	

A burkológörbék mint említettük, két relatív páratartalom esetére állapítottuk meg. A szükséges pontok adatait, s a végeredményeket négy tizedesre pontosan számítottuk ki, mivel az ugyanazon vízhőfokra vonatkozó értékek $R = 0$ és $R = 100\%$ esetek közötti, eltérések (helyenként bár kis eltérések) de mégis jellegzetesen alakulnak, és azok összefüggései lényeges tárgya a jelenlegi tanulmánynak. Az összes pontokat $+100\text{ }^\circ\text{C}$ -tól $-273,15\text{ }^\circ\text{C}$ -ig sorrendbe foglalva a vonatkozó paramétereikkel együtt az *I. táblázatban* tüntettük fel.

3. A burkológörbék egyes szakaszainak általános jellemzése

Az *I. ábrán* feltüntetett, folytonos, illetve szaggatott vonallal jelzett burkológörbék, három jellegzetes szakaszra oszthatók fel. Ezek az alábbiak: közbülső szakasz, alsó szakasz és felső szakasz. A következőkben részletesen elemezzük az egyes szakaszok sajátosságait.

Közbülső szakasz

E szakasz mentén előforduló molekuláris diffúzió állandók értékei s azok változása elsősorban hazánk hidrológusainak, meteorológusainak és az agrártudományokkal foglalkozó szakembereknek adnak útmutatást munkájuk során. Ez a szakasz ugyanis a közép- és nyugat-európai, valamint az arid vidékek hőmérsékleti értékhatárok $\pm 0\text{ }^\circ\text{C}$ feletti ($T_v = 0\text{ }^\circ\text{C}$ és $+50\text{ }^\circ\text{C}$ közötti) tartományát öleli fel. A szakasz jellemzője, hogy – mint az a *2. ábrán* is látható – a molekuláris diffúzió állandó értéke jelentős mértékben függ a levegő „ R ” relatív páratartalmától. A szakasz mentén a burkológörbék közül az $R = 0$ relatív páratartalom esetében egyenesről van szó. Az összes többi, $R > 0$ relatív páratartalomhoz tartozó burkológörbék visszahajlanak fokozatosan mind nagyobb mértékben az egyenestől. A visszahajlás vízhőmérsékletek szerinti maximális értéke számszerűen az *I. táblázatban* a ΔD_m oszlopban lett feltüntetve (lásd a *2b. ábrát is*).

A közbülső szakasz kritikai értékelése. A továbbiakban a molekuláris-kinetikai értelmezés szerint meghatározott, és az empirikus képletekkel meghatározott párolgási értékek felhasználásával kiszámított molekuláris diffúzió állandó közötti különbséget vizsgáljuk.

E rövid analízissel igen egyszerű módon megvilágíthatjuk a tisztán fizikai (laboratóriumi) párolgásmeghatározásból származó diffúzió állandó és az empirikus képleten alapuló (szabadbani) párolgásból lezármaztatott diffúzió állandó értékei közötti különbséget és annak vélhető okait.

A szóbanforgó két különböző módszerrel meghatározott diffúzió állandó függvényeit a *3. ábrán* tüntettük fel.

Mint látható, a folytonos vonallal jelzett $D_m = f_1(T_v)$ függvénygörbékhöz a korábbi tanulmány (Thoma, 1987) *1a. ábráját* használtuk fel. Ezek az értékek azokat a tényezőket (párolgás intenzitását befolyásoló faktorokat) foglalják magukba, melyeket az alábbi egyenletrendszerbe (Thoma, 1967) foglaltunk össze:

$$e = f_1(I) + f_2(T_1) + f_3(R) + f_4(T_v) + f_5(H_b) + f_6(v) + f_7(Sz) + f_8(\text{Ref}) + f_9(\text{egy}), \quad (5)$$

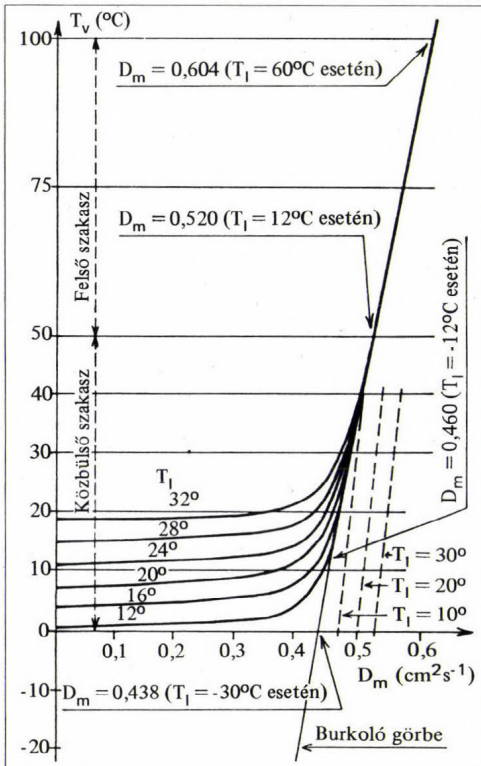
ahol az egyes jeleket az alábbiak szerint kell értelmezni,

- e – szabad vízfelület párolgási intenzitása;
- I – napsugárzás intenzitása (időszakos változása);
- T_1 – levegő hőmérséklete;
- R – levegő relatív páratartalma;
- T_v – párolgó vízfelület hőmérséklete;

- v – a szélsébség és a hullámzás hatása;
- Sz – a párolgó vízfelület elszigeteltsége a levegőtől (így például: felhőzet, alkalmazott párolgáscsökkentő berendezés, illetve módszer hatása);
- Ref – reflex hatások (különböző építmények, tározó körül kialakított erdősávok, vízfelület reflex hatásai az adott helyi körülmények függvényében);
- egy – egyéb hatások, látási viszonyok, napfény és hőáteresztési viszonyok a levegőre vonatkozóan, stb, (például köd, füst, homokvihar a trópusokon).

A folytonos vonallal jelzett függvénygörbék alapvetően az alábbiak szerint jellemezhetők:

- a) a függvénygörbék *tapasztalati* méréseken alapulnak, többéves mérési sorozatok eredményeként,
- b) a függvénygörbék a szabadban fellépő meteorológiai és környezeti körülmények hatásait egyidejűleg foglalják magukba. Hangsúlyozottan olyanokat, amik zárt laboratóriumban nem fordulnak elő.



3. ábra:
A különböző léghőmérsékletekhez (T_1 °C) tartozó $D_m = f_1(T_v)$ ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ egységben) vízpára molekuláris állandó és a párolgó vízfelület hőmérséklete (T_v °C) közötti kapcsolatot bemutató függvények $R = 45\%$ relatív páratartalom esetén. A folytonos görbék a szerző számításai alapján (Thoma, 1987), a szaggatott egyenesek a molekuláris kinetika értelmezése szerint (Ubell, 1952)

Itt jegyezzük meg, hogy – amint az a 3. ábrán minden empirikus képlettel (például a $T_1 = 12, 15, 20$ °C stb esetekre) meghatározott $D_m = f_1(T_v)$ függvényhez tartozik egy $D_m = 0 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ érték is (a függvénygörbe közel vízszintes ágának metszéspontja a „ T_v ” ordináta tengellyel). Ez az eset akkor áll fenn, amikor a párolgó víz feletti határreteg (a víz egyes hőmérsékletéhez tartozó telített levegőréteg) páranomásával azonos lesz a felette lévő levegő egy bizonyos „ R ” értékének megfelelő páranomása, azaz

$$a_v \text{ (telített)} = R \cdot a_l \text{ (telített)}$$

(6)

Ez esetben a páramolekulák mozognak, tehát van „átlagos sebességük”, – de mivel nincs a két réteg között párányomásdifferencia – így amennyi páramolekula az alsó telített rétegből a felsőbe jut, annyi vissza is esik.

A páramolekulák fenti esetre vonatkozó átlagos sebessége a telített rétegben levő vízpára hőmérsékletének a csökkenésével a „ T_v ” tengely mentén lefelé haladva egyre csökken, míg végül a $-273,15$ °C-nál eléri a zérust.

A szaggatott vonallal jelzett függvények a molekuláris-kinetika értelmezésén alapulnak (Ubell, 1952). Ezeknek az a jellemzője, hogy meghatározásuk pusztán fizikai alapon történtek, tehát külső légköri, meteorológiai stb hatásokat nem tartalmaznak.

A kétfajta függvények *jellege* – a munkaszakasz iránytangense a folytonos vonallal jelzett függvénygörbe esetén, és az iránytangens a szaggatott vonallal jelzett függvény esetén – szemmel láthatólag majdnem azonos. Az értékek számszerű nagysága azonban a két eset között lényegesen különbözik. Mindezek dacára úgy véljük, nincs ellentmondás, csak a gyakorlati célokra a folytonos vonalú függvény értékesebb a hidrológusok, meteorológusok és agrármérnökök számára, hiszen ezek a gyakorlati szakemberek a víztelepítés és a mezőgazdaság számára – tehát a szababani munka során – kívánják felhasználni a diffúzió állandó értékeit.

Végeredményben tehát arra a következtetésre jutottunk, hogy alapjában véve mindkét módszer helyes, csak a különböző módszerekkel kapott molekuláris diffúzió állandó értékek felhasználása a két esetben merőben más feladatok megoldására alkalmas. Fizikai alaputatásoknál a molekuláris-kinetikai szemlélet javasolható, a hidrológiai, meteorológiai és agrártudományi gyakorlat számára pedig az empirikus adatok által levezetett függvénygörbék alkalmazása a célirányos.

Alsó szakasz

Az alsó szakasz a $T_v = \pm 0$ °C vízhőmérsékletnél kezdődik.

Hosszabbítsuk meg az $R = 0$ relatív páratartalom esetére vonatkozó közbülső szakasz egyenesét az abszcissa tengely alatt addig, amíg metsszük a „ T_v ” vízhőmérséklet negatív ordináta tengelyét. Ekkor megkapjuk, kimetsszük az ordináta tengelyen a vízpárának mint valódi gáznak az „abszolút-hőmérséklet”-i pontját, azaz a $T = -273,15$ °C pontot, mely egyben a burkológörbe alsó végpontja.

A burkológörbék $R > 0$ esetéhez tartozó görbéi – a símuló-görbék – *elhajlása* (lásd a 2. ábrán az $R = 100$ %-hoz tartozó szaggatott burkológörbe vonalát a „b” ábrán nagyobb léptékben kinagyítva) szemmel láthatólag az abszcisszatengely alatt körülbelül $T_v = -80$ °C magasságánál kezdődik. Az elhajlás görbületét egy szelő-egyenes segítségével érzékeltettük.

Az alsó szakasz egyik része (a $T_v = \pm 0$ °C és -30 °C közötti régió) a hó, zúzmara, illetve jég párolgásával foglalkozó hidrológusokat és meteorológusokat érdekelheti. Itt azonban mindenképpen rá kell mutatnunk arra, hogy a víz szilárd halmazállapotában annak párolgása, de a diffúzió állandói sem tárgyalhatók egyértelműen a szabad vízfelületek párolgásával, illetve diffúzió állandóival együtt. Hiszen például a hó esetében a párolgó felület nem a hófödte „összefüggő sík terület” egy m^2 -e vagy cm^2 -e, ily nagyságú felülete, hanem a hókristályok (az egymás mellett, de hézagosan elhelyezkedő hókristályok) egyenkénti felületeinek – tehát egy-egy háromdimenziós alakzathoz tartozó felületeknek – az összessége, ami nem ugyanaz. (Erre vonatkozóan a későbbiek folyamán bizonyos kompromisszumot kellene keresni.)

Az alsó szakasz egy további részét (a $T_v = -30$ °C és a -80 °C közötti régió) a magaslégköri meteorológusok és minden bizonnyal az űrkutatók (akik többek között a földközeli mesterséges bolygókkal is foglalkoznak) tudják majd használni. A földünket

körülvevő levegőburokban ugyanis az irodalom szerint körülbelül $-80\text{ }^\circ\text{C}$ a minimális hőmérséklet.

Az alsó szakaszra az a jellemző, hogy $T_v = \pm 0\text{ }^\circ\text{C}$ és $-60\text{ }^\circ\text{C}$ között a molekuláris diffúzió nagyságára a levegő páratartalma alig van hatással (már csak a középső szakasz D_m értékének néhány ezrelékével), amint az az *1. táblázaton* is látható. Mindenesetre a $-80\text{ }^\circ\text{C}$ vízhőmérséklet alatt a „ ΔD_m ” differencia grafikusan már nem tüntethető fel.

A páranak mint valódi gáznak az abszolút nulla pontját, illetve hőmérsékletét pedig ezek után úgy lehetne definiálni, hogy az egy olyan „eredménypont”, nevezzük inkább függvény-végpontnak, amelyben egy olyan $D_m = f_1(T_v)$ függvénygörbe végződik, melynek alsó íves és közel vízszintes szakasza (az íves és vízszintes szakaszokat illetően, lásd a *2. ábrán* folytonos vonallal feltüntetett empirikus képlet szolgáltatja D_m függvényeket) a „ T_l ” hőmérséklet fokozatos csökkenése folytán egyetlen egy pontra zsugorodik. Vagyis ez a kivételes D_m függvénygörbe egy ferde egyenes. Ugyanakkor ez a kivételes függvénygörbe megegyezik az $R = 0\text{ } \%$ -hoz tartozó burkológörbével.

Felső szakasz

A közbülső szakasz $+50\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérséklet feletti „ T_v ” vízhőmérsékleteknek azon tartománya, mely hőmérsékletekkel rendelkező vízfelületekről a vízmolekulák még párolgás és nem forrás révén jutnak a levegőbe, a felső szakaszt képezik. Ennek a szakasznak a felső végpontja, normális körülmények között, – tiszta víz esetében a tengerszinten, amidőn a légnyomás 1 atm , azaz $101\,325\text{ Pa}$, – plusz $100\text{ }^\circ\text{C}$ vízhőmérséklet magasságában van.

E szakasz mentén hajlanak vissza a legnagyobb mértékben az $R > 0$ esethez tartozó burkológörbék a ferde egyenestől, amint az az *1b. ábrán* látható.

Felhasználását tekintve, a felső szakasz feltehetőleg a kémia- technológusok, illetve a kalorikus gépekkel foglalkozók tárgykörébe tartozik.

4. Következtetések

1. A vízpára molekuláris diffúzió állandó $D_m = f_1(T_v)$ függvényeinek a burkológörbéje $R = 0$ relatív páratartalomnál egy olyan függvényegyes, illetve az $R > 0$ esetén egy olyan elhajló függvénygörbe, mely magába foglalja az összes $D_m = f_1(T_v)$ molekuláris diffúzió állandóra vonatkozó függvények munkaszakaszait.

2. A burkolóegyes felső végpontja $T_v = +100\text{ }^\circ\text{C}$ hőmérsékletnél (annak magasságában) van ($R = 0$ esetében $D_m = 0,5984\text{ cm}^2\text{ sec}^{-1}$, illetve $R = 100\text{ } \%$ esetén $D_m = 0,6167\text{ cm}^2\text{ sec}^{-1}$ értéknél).

3. A burkológörbék alsó végpontjai $T_v = -273,15\text{ }^\circ\text{C}$ -nál vannak, ahol is a burkológörbék metszik a „ T_v ” tengelyt. Itt a molekuláris diffúzió állandó értéke $D_m = 0\text{ cm}^2\text{ sec}^{-1}$.

4. A vízpára $D_m = f_1(T_v)$ molekuláris diffúzió állandójára vonatkozó függvények halmazának (korábbi tanulmányunknál (Thoma, 1987) a $T_l =$ változó; $R = 45\text{ } \%$ eseteinek, jelen tanulmányunkban pedig a $T_l =$ változó; $R = 0$, illetve $R = 100\text{ } \%$ eseteinek) a megszerkesztéséhez (számításához) felhasznált „ P ” párolgási értékek nagyságát empirikus – tehát természetes körülmények között végzett megfigyelésekből származó – összefüggésből adódtak. Ennek következtében a számított „ D_m ” értékeket is empirikusoknak kell tekinteni a $+100\text{ }^\circ\text{C}$ és $+0\text{ }^\circ\text{C}$ határok között. Erre való tekintettel, a szakemberek gyakorlati problémái számára ezek a molekuláris diffúzió állandók felhasználhatók lesznek, hiszen az empirikus párolgási értékekben mindazon tényezők – a természetben a párolgást külön is befolyásoló tényezők (például a víz reflex hatása, környezeti reflex hatások, felhő okozta fedettség hatása, stb) – hatásai is szerepelnek, amely hatásokat a tisztán elméleti molekuláris-kinetikai értelmezés nem foglalja magába.

5. Bár a $D_m = f_1(T_v)$ összefüggésre vonatkozó burkológörbék $T_v = \pm 0\text{ }^\circ\text{C}$ és $+100\text{ }^\circ\text{C}$ fokok közötti szakaszai valóban empirikus D_m értékeket tartalmaznak, ez ugyanakkor

nem mondható el az abszcissa tengely alatti D_m értékekre. Hiszen azokat empirikus eredmények nem támasztják alá. Minthogy azonban a burkológörbe „abszcisszatengely alatti tangens-irányú” meghosszabbítása a $T_v = -273,15$ °C-os vízhőmérsékleti értéket metszette ki a kutatás során, joggal feltételezhető, hogy a gyakorlati célokra ezek a $-T_v$ -hez tartozó D_m értékek is felhasználhatók lesznek. (Itt természetesen további *bizonyító* kísérletekre lenne szükség.)

6. A vízpára vonatkozó burkológörbék – egy eset kivételével tehát – *valódi gázt jellemző „jelleggörbék”*-ként kezelhetők. A kivételt az $R = 0$ -hoz tartozó „*jelleget egyenes*” esete képezi.

7. Az a tény, hogy a vízpára mint valódi gáz abszolút nulla pontjának hőmérséklete az ideális gáz abszolút nulla pontjával megegyezik, arra enged következtetni, hogy a „ D_m ” molekuláris diffúzió állandó meghatározási módszere (Thoma, 1982), valamint a „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvények burkológörbéinek jelenlegi kibővített meghatározási módszere gyakorlati célokra alkalmas.

8. A telítettségi nedvességtartalom (E g/m³) irodalomból ismert (Németh, 1959) függvénygörbéje (lásd ott a 23. ábrát) folytonos és a negatív (–20 °C) érték után a bal oldal felé – negatív ág felé –, egyre érintőlegesen közeledik az abszcissa tengelyhez. Ebből arra következtethetünk, hogy a $D_m = f_1(T_v)$ burkológörbék negatív szakaszai ugyancsak folytonosnak tekinthetők, továbbá, hogy jellegük – az $R = 0$ esetét kivéve, hiszen az egy egyenes – ezen egyeneshez érintőlegesen közelednek.

9. A burkológörbék egy „iránytangense” és „végtelen sok elhajló görbéje” a $T_v = -80$ °C és $T_v = 100$ °C közötti (részben alsó, közbülső, valamint a felső) szakaszon belül az R -től függenek. Tehát e szakaszon belül egy egyenes, továbbá végtelen sok fokú, „elhajlású” burkológörbék futnak. Így ezen burkológörbékre igaz az, hogy ezek vonatkozó munkaszakaszaihoz tartozó „ D_m ” pontok, egy – 2b. ábrán feltüntetett egyenes és szélső símulógörbe közötti tartományon belüli „ D_m ” pontok (értékek), melyek a tárgyalt molekuláris diffúzió állandók nagyobbik részét tartalmazzák (többszörösen végtelen D_m értékek halmozásáról van szó).

10. A burkolóegyenes $R = 0$ -ra vonatkozó alsó szakaszbeli „iránytangense”, az $R > 0$ -ra vonatkozó burkológörbék „iránytangensei”-vel *gyakorlatilag* azonos jellegűeknek vehetők a $T_v = -273,15$ °C és körülbelül –80 °C közötti szakasz mentén. E régióban, tehát az összes vonatkozó burkológörbe (beleértve az egyedüli burkolóegyenesét is), egy folytatódólagos egyenesnek kezelhető.

11. A burkolóegyenes $R = 0$ esetén az alábbi

$$D_m = 0,437\ 126\ 75 (1 + 0,003673 T_v)$$

összefüggéssel jellemezhető.

12. Mivel bármely T_1 -nél $R = 0$ esetén az „ $e = R E_1(T_1)$ ” érték (a levegőben levő pára nyomása, Hg mm) zérussal egyenlő, azért az $R = 0$ -ra vonatkozó burkolóegyenes a léghőmérséklettől független jelleggel bír.

Összefoglalásként megemlíthető, hogy a vízpára molekuláris diffúzió állandójának $D_m = f_1(T_v)$ függvényei segítségével (e függvények egy-egy munkaszakaszán fekvő pontjai révén) meghatároztuk a $D_m = f_1(T_v)$ függvények munkaszakaszait reprezentáló burkolóegyeneset, illetve burkológörbékét, azoknak alsó és felső, eddig még nem vizsgált szakaszával együtt. A burkolóegyenes és a burkológörbék a T_v tengelyt (ordináta tengelyt) a

$T_v = -273,15$ °C ponton metszik, azaz az *ideális gáz abszolút nulla pontjában*. Ebből arra a következtetésre jutottunk, hogy a $T_v = -273,15$ °C hőmérséklet minden bizonnyal a *vízpára, mint valódi gáznak az abszolút nulla pontja*.

Jelen tanulmánnyal nem kívánunk messzemenő következtetéseket levonni a jövőre vonatkozólag, de úgy hisszük, hogy egyes valódi gázok molekuláris diffúzió állandóinak tanulmányozása terén, a vízpára molekuláris diffúzió állandójának analizálásához hasonlóan mód van, a még nyitott kérdések további feltárására.

Köszönetnyilvánítás

Végül legyen szabad őszinte köszönetet mondani a tanulmányt átvizsgáló lektorok igen körültekintő munkájáért, nemkevésbé *Antal Emánuelnek*, akinek buzdítására és segítségével a dolgozat jelenlegi formájában elkészült.

IRODALOM

- Budó Á., 1978: *Kísérleti Fizika, I.* (Mechanika, Hangtan, Hőtan) Tankönyvkiadó, Budapest
- Brown, B. C. and Ford, N. I. C., 1970: A study of evaporation control for water storage using plastic mesh in conjunction with cetyl alcohol. *Plastics in agriculture, 5-th International Colloquium*, Budapest, 5–10 June 1972. Vol. 2, 922–928.
- Cluff, C. and Brent, 1967: On stock tanks, reservoirs. *Progressive agriculture in Arizona*. College of Agriculture. University of Arizona, Tucson, Arizona, Vol. XIX. No. 2, March–April 1967.
- Cooley, K. R. and Myers, L. E., 1973: Evaporation reduction with reflective covers. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, ASCE, Vol. 99, No. IR3, Proc. Paper 9 982, Sept. 353–363.
- Genet, E. and Rohner, R., 1961: Reduction de l'évaporation par le recouvrement de la surface de l'eau à l'aide de pertes plastique. *L'eau*, Paris, France, Vol. 48, No. 12, 348–352.
- Koschmieder H., 1951: *Physik der Atmosphäre*, Band 2: Dynamische Meteorologie, Leipzig
- Mahmoud, T. A and Bashi, N. K., 1980: Expanded Polystyrene Spheres as Evaporation Suppressors. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, ASCE, Vol. 106, No. IR3, Proc. Paper 15 689, Sept. 163–173.
- Mansfield, W. W., 1955: Summary of the field trials on the use of cetyl alcohol to restrict evaporation from open storages during the season 1954–1955, C. S. I. R. O. *Division of Industrial Chemistry*, Report No. 704. Melbourne, Australia
- Myers, E. L. – Frasier, W. G., 1970: Evaporation reduction with floating granular materials. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, ASCE, Vol. 96, No IR4, Proc. Paper 7741, Dec. 425–436.
- Németh E., 1959: *Hidrológia és Hidrometria*. Tankönyvkiadó, Budapest
- Rao, G. S. N. et al., 1983: Wind regime and evaporative demand as influenced by shelterbelts. *Időjárás*, Vol. 87. No. 1, Jan. – Feb. 14–21.
- Szesztay K., 1958: A természetes Párolgás. *Mérnök Továbbképző Intézet*, 3650. szám, 1–221.
- Szesztay K., 1962: A vízfelületek párolgásának csökkentése vegyszerekkel. *Hidrológiai Közöny*, Budapest, 42. kötet 5. szám, 372–381.
- Szesztay K., és Vancsó I., 1965: Az országos párolgásmérő kádhálózat első eredményei. *VITUKI Tanulmányok és Kutatási Eredmények*, 18. szám, 1–44.
- Thoma F., 1967: Párolgástani modellkísérletek. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, november, 33–41.
- Thoma F., 1969: Berendezés folyadékfelület párolgásának csökkentésére. (*Szabadalmi leírás*). Országos Találmányi Hivatal, Budapest, No. 155 512, Szabadalmi Osztály: 84a; Nemzetközi Osztály: E 02b; Bejelentés napja: 1965. március 2. 1–3.
- Thoma F., 1970: Abdeckung für grosse Wasserflächen, (*Patentschrift*), Österreichisches Patentamt, Wien, No. 284 019; Klasse: 85a. 1; Int. Cl.: E 03b 1/00; Angemeldet: 15. März 1967. 1–3.

- Thoma F., 1970: Trópusi éghajlaton végzett párolgáscsökkentő kismintakísérletek. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, június, 77–81.
- Thoma F., 1971: Apparatus for Reducing Evaporation from a Liquid Surface (*Patent Specification*) The Patent Office, London, No. 1, 229 852, Application No: 24 302/1968, Intern. Classif.: E 04h 7/12, Index at acceptance: EIT 6B4B, Field: 22. May 1968. 1–3.
- Thoma F., 1973: Model Tests with Thin Sheets to Reduce Evaporation. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, Vol. 99. No. IR2, Proc. Paper 9779, June, 117–131.*
- Thoma F., 1980a: Körlemez alatti vízfelület párolgáscsökkentésének kialakulása és fizikai magyarázata. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, április, 22–24.
- Thoma F., 1980b: A pára mozgása és a mozgást előidéző erők. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, október, 14–15.
- Thoma F., 1982: A pára diffúzió állandója és annak numerikus meghatározása. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, október, 6–9.
- Thoma F., 1983: A pára diffúzió tényezőjének meghatározása turbulens légmozgás esetén. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, október, 18–20.
- Thoma F., 1987: A pára diffúzió állandójának függvénye és Gauss-féle eloszlása. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, április, 15–18.
- Thoma F., 1988a: Folyadékfelszín párolgást és a fellette lévő relatív páratartalmat, valamint a vízhőmérséklet és a víz oxigén-cseréjét szabályozó berendezés, (*Szabadalmi leírás*). Országos Találmányi Hivatal, No. 192 371 (lajstrom szám), Nemzetközi osztályjelzet: (51) NSZO F 24F 13/14. Bejelentés napja: 1985. október 28. (21) 4130/1985. 1–5.
- Thoma F., 1988b: Körlemez párolgáscsökkentő alakhatásgörbéjének numerikus meghatározása adott meteorológiai körülmények esetére. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, október 17–20.
- Thoma F., 1989a: A szeleplemez párolgáscsökkentő szerkezetek szél és hullámzás elleni védelme. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, április, 14–15.
- Thoma F., 1989b: Egyik, vagy két szemben levő oldalon nyitott téglalap alakú szeleplemez párolgáscsökkentő alakhatásgörbéjének numerikus meghatározása adott meteorológiai körülmények esetére. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, október, 22–25.
- Thoma F., 1991: Egy vagy két oldalon nyitott egyenlő oldalú háromszög alakú szeleplemez redukciós alakhatásgörbéjének numerikus meghatározása adott meteorológiai adatok alapján. *Hidrológiai Tájékoztató*, Budapest, április, 37–39
- Ubell K., 1952: A szabad vízfelület párolgása. *VITUKI Kutatási Jelentés*, No. 1. 1–31.
- Ubel K., 1959: Kádakon végzett párolgásmérések eredményei. *VITUKI 1957. évi munkásságáról*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 19–32.

Ambrózy Pál nyugállományba vonult

1991. január 1-től nyugalomba vonult Ambrózy Pál, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója, több mint 35 évi töretlen lelkesedést mutató, széleskörű szakmai és eredményes vezetői munkásság után.

1933. június 14-én született Rimaszombatban. Meteorológiával való ismerettsége már gyermekkorában kezdődött, minthogy a nyíregyházi klímaállomáson észlelőként dolgozott gimnazista korában. Erre az időszakra esik elkötelezettsége a szakmával, ami mellett aktív pályafutása során tartott, s amihez terve szerint a jövőben is hűségesen ragaszkodni fog.

Egyetemi tanulmányait az ELTE meteorológus szakán végezte, ahol 1955-ben szerzett kitüntetéses meteorológus diplomát. Tanulmányait követően az akkori Országos Meteorológiai Intézetbe került tudományos gyakornokként, ahol végigjárva a besorolási „ranglétrát” igazgatóként vált nyugdíjassá.

Pályafutásának első éveiben a dinamikus meteorológiával foglalkozó kutatócsoportban fejtette ki szakmai tevékenységét az időjárás numerikus előrejelzésének módszereit tanulmányozva. Szakmai ismereteinek tágításához nem kis mértékben járult hozzá az a néhány év, amelyet a rádiószondázás, a szinoptikus előrejelző szolgálat és a balatoni viharjelzés területén töltött el. Az ezekben az években született saját kutatási eredményeit felhasználva védte meg egyetemi doktori disszertációját az ELTE-n, 1963-ban. Ismereteinek bővítését szolgálta a WMO 1 éves ösztöndíjas tanulmányútja, amit az USA-ban és a Szovjetunióban töltött el 1968-ban, különös hangsúlyt fektetve az elméleti meteorológiára.

Tudományos pályafutásán kis kitérőt jelentett az 1969–1974 közötti öt esztendő, amikor is a kutatómunkáját adminisztratív munkakörre váltotta, az OMSZ titkárságának vezetőjeként fejte ki tevékenységét. Ez az időszak azonban nem volt haszontalan számára, hiszen a közel öt esztendő jó iskolának bizonyult a szervezés, tervezés és vezetés fortélyainak elsajátítására.

Fiatalon, 1974-ben nevezték ki igazgatóként a Központi Meteorológiai Intézet élére. Vezetői tevékenységének ellátása mellett intenzíven bekapcsolódott az éghajlati kutatásokba. E területen is jelentős eredményeket ért el, különös tekintettel az éghajlati erőforrások feltárására, szélsőséges éghajlati jelenségek, a szélenergia potenciál, majd a csapadékeloszlás időbeli változékonyságának vizsgálatára. E témakörökben részese volt az amerikai–magyar éghajlatkutatási együttműködésnek is, melynek eredményeként több előadás és publikáció szerzőjeként írta be nevét a szakirodalomba.

Irodalmi munkáinak felsorolása nem célja e méltatásnak, összegezve azonban elmondható, hogy a hazai és külföldi folyóiratokban megjelent több tucat tanulmánya mellett nevéhez fűződik az OMSZ égisze alatt közreadott „Az időjárás dinamikus előrejelzésének alapjai” című könyv szerkesztése és részbeni megírása, „Magyarország Nemzeti Atlasza” éghajlati fejezetének megírása Béll Bélával társszerzőként, valamint „Magyarország kistáj katasztere” című kiadvány klíma alfejezeteinek elkészítése Kozma Ferencsel együttesen. Ez utóbbiért társszerzőként 1991-ben Akadémiai Díjban részesült. Szakterületének népszerűsítésére is nagy gondot fordított, amit a „Légtérben”, napi és heti lapokban, illetve ismeretterjesztő kiadványokban megjelent számos cikke is igazol.

Az MTA *Meteorológiai Tudományos Bizottságának* 26 éven át (1964–1990) aktív tagja, sőt a Meteorológiai Világszervezet néhány szakbizottságában is képviselte évtizedeken át a Magyar Meteorológiai Szolgálatot.

Különös elismerést érdemel *Ambrózy Pál* azért a fáradtságot nem ismerő, lelkiismeretes tevékenységéért, amelyet a „*Légekör*” című kiadványunk Szerkesztő Bizottságának elnökeként végez immár 1979 óta. Gondos szerkesztő bizottsági munkája, a megjelenő cikkek és hírek szakszerű válogatása a „*Légekör*” a meteorológus és az észlelői gárda körökben elismert nivójú szakmai folyóirattá emelte.

Ambrózy Pál szakfolyóiratunk megjelenésének is tevékeny részese, hiszen nemcsak tanulmányait jelentette itt meg, hanem a krónika

rovatot is vezette 20 éven át, s 1964 – 1990-ig tagja volt az „*Időjárás*” Szerkesztő Bizottságának. Már több mint négy évtizede segíti a Magyar Meteorológiai Társaságot különböző tisztségeket betöltve, amelynek jelenleg választott elnöke.

Úgy gondoljuk, olyan tevékeny és impulzív, sokoldalú érdeklődésű meteorológus számára, mint *Ambrózy Pál*, a nyugállományba vonulás csupán az igazgatói és hivatali kötelezettségek alóli mentesülést jelenti. Szakmai tapasztalataira továbbra is számíthatnak mindazok, akik az éghajlatkutatás területén ügyködnek, munkálkodnak. Ehhez kívánunk *Ambrózy Pálnak* jó egészséget, további aktív szakmai tevékenységet, eredményeihez pedig sok sikert.

Antal Emánuel

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

an international journal

CONTENTS

Volume 25A Number 9 1991

International Conference on the Generation of Oxidants on Regional and Global Scales

- S. A. Penkett* 1735 An overview
- Ozone Measurements, including Trends**
- J. Staechelin and W. Schmid* 1739 Trend analysis of tropospheric ozone concentrations utilizing the 20-year data set of ozone balloon soundings over Payerne (Switzerland)
- R. Reiter* 1751 On the mean daily and seasonal variations of the vertical ozone profiles in the lower troposphere
- H. Puxbaum, K. Gabler, S. Smidt and F. Glattes* 1759 A one-year record of ozone profiles in an Alpine valley (Zillertal/Tyrol, Austria, 600–2000 m a. s. l.)
- M. J. Gay* 1767 Meteorological and altitudinal influences on the concentration of ozone at Great Dun Fell
- U. Feister and K. Balzer* 1781 Surface ozone and meteorological predictors on a subregional scale
- R. Girgždiene* 1791 Surface ozone measurements in Lithuania
- P. G. Simmonds and R. G. Derwent* 1795 Measurements of ozone and other radiatively active gases at Mace Head in the Republic of Ireland
- Modelling Studies of Tropospheric Oxidants and their Precursors**
- F. A. A. M. De Leeuw and H. J. Van Rheineck Leyssius* 1809 Calculation of long-term averaged and episodic oxidant concentrations for The Netherlands
- A. M. Hough and C. E. Johnson* 1819 Modelling the role of nitrogen oxides, hydrocarbons and carbon monoxide in the global formation of tropospheric oxidants
- A. M. Thompson, M. A. Huntley and R. W. Stewart* 1837 Perturbations to tropospheric oxidants, 1985–2035: 2. Calculations of hydrogen peroxide in chemically coherent regions

- A. Ya. Pressman, M. V. Galperin, V. A. Popov, O. G. Afinogenova, S. R. Subbotin, S. A. Grigoryan and I. S. Dedkova* 1851 A routine model of chemical transformations and transport of nitrogen compounds, ozone and PAN within a regional scale
- K. S. Law and J. A. Pyle* 1863 Modelling the response of tropospheric trace species to changing source gas concentrations
- J. F. Austin and M. J. Follows* 1873 The ozone record at Payerne: an assessment of the cross-tropopause flux

Laboratory Studies of Oxidation Reactions in the Troposphere

- O. Horie and G. K. Moortgat* 1881 Decomposition pathways of the excited Criegee intermediates in the ozonolysis of simple alkenes
- N. R. Jensen, J. Hjorth, C. Lohse, H. Skov and G. Restelli* 1897 Products and mechanism of the reaction between NO₃ and dimethylsulphide in air

Measurements of Reactive Nitrogen Compounds

- B. A. Ridley* 1905 Recent measurements of oxidized nitrogen compounds in the troposphere
- A. J. Gair, S. A. Penkett and P. Oyola* 1927 Development of a simple passive technique for the determination of nitrogen dioxide in remote continental locations
- N. Tsalkani, P. Perros, A. L. Duot and G. Toupance* 1941 One-year measurements of PAN in the Paris basin: effect of meteorological parameters
- F. Flocke, A. Volz-Thomas and D. Kley* 1951 Measurements of alkyl nitrates in rural and polluted air masses
- M. F. Shepherd, S. Barzetti and D. R. Hastie* 1961 The production of atmospheric NO_x and N₂O from a fertilized agricultural soil

Measurements of Hydrocarbons and their Oxidation Products

- J. Mowrer and A. Lindskog* 1971 Automatic unattended sampling and analysis of background levels of C₂ – C₅ hydrocarbons
- Ø. Hov, N. Schmidbauer and M. Oehme* 1981 C₂ – C₅ hydrocarbons in rural south Norway
- P. B. Shepson, D. R. Hastie, H. I. Schiff, M. Polizzi, J. W. Bottenheim, K. Anlauf, G. I. Mackay and D. R. Karecki* 2001 Atmospheric concentrations and temporal variations of C₁ – C₃ carbonyl compounds at two rural sites in central Ontario

Measurements of Reactive Hydrogen Compounds

- A. Hofzumahaus, H.-P. Dorn,
J. Callies, U. Platt and D. H. Ehhalt* 2017 Tropospheric OH concentration measurements
by laser long-path absorption spectroscopy
- L. I. Kleinman and P. H. Daum* 2023 Oxidant limitation to the formation of H₂SO₄ near a SO₂
source region
- M. W. Gallagher, T. W. Choularton,
R. Downer, B. J. Tyler,
I. M. Stromberg, C. S. Mill,
S. A. Penkett, B. Bandy,
G. J. Dollard, T. J. Davies
and B. M. R. Jones* 2029 Measurements of the entrainment of hydrogen peroxide into
cloud systems
- G. J. Dollard, B. M. R. Jones
and T. J. Davies* 2039 Measurements of gaseous hydrogen peroxide
and PAN in rural southern England

Volume 25A Number 10 1991

- R. Ohba, S. Kakishima and S. Ito* 2063 Water tank experiment of gas diffusion from a stack in
stably and unstably stratified layers under calm conditions
- G. R. Carmichael, L. K. Peters
R. D. Saylor* 2077 The STEM-II regional scale acid deposition and
photochemical oxidant model-I. An overview of model
development and applications
- A. Eldering, P. A. Solomon,
L. G. Salmon, T. Fall and G. R. Cass* 2091 Hydrochloric acid: a regional perspective on concentrations
and formation in the atmosphere of Southern California
- L. Haszpra, I. Szilágyi, A. Demeter,
T. Turányi and T. Bérces* 2103 Non-methane hydrocarbon and aldehyde measurements in
Budapest, Hungary
- B. R. T. Simoneit, Guoying Sheng,
Xiaojing Chen, Jiamo Fu,
Jian Zhang and Yuping Xu* 2111 Molecular marker study of extractable organic matter in
aerosols from urban areas of China
- A. Ebel, H. Hass, H. J. Jakobs,
M. Laube, M. Memmesheimer,
A. Oberreuter, H. Geiss
and Y.-H. Kuo* 2131 Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold
and cut-off low
- A. G. Proyou, G. Toupance
and P. E. Perros* 2145 A two-year study of ozone behaviour at rural and forested
sites in eastern France
- T. J. Kelly and D. V. Kenny* 2155 Continuous determination of dimethylsulfide at
part-per-trillion concentrations in air by atmospheric
pressure chemical ionization mass spectrometry
- K. K. Yeung, W. L. Chang, B. Wan,
F. Kimura and T. Yoshikawa* 2161 Simulation of boundary layer flow in Hong
Kong

- G. T. Wolff, M. S. Ruhkosky, D. P. Stroup and P. E. Korsog* 2173 A characterization of the principal PM-10 species in Claremont (summer) and Long Beach (fall) during SCAQS
- D. B. Turner, L. W. Bender, J. O. Paumier and P. F. Boone* 2187 Evaluation of the TUPOS air quality dispersion model using data from the EPRI Kincaid field study
- A. Bytnerowicz, P. J. Dawson, C. L. Morrison and M. P. Poe* 2203 Deposition of atmospheric ions to pine branches and surrogate surfaces in the vicinity of Emerald Lake Watershed, Sequoia National Park
- J. H. Galbraith and F. J. Hingston* 2211 Application of a directional dust gauge to measurement of impaction of atmospheric salt
- Th. Papenbrock and F. Stuhl* 2223 Measurement of gaseous nitric acid by a laser-photolysis fragment-fluorescence (LPFF) method in the Black Forest and at the North Sea coast
- J. F. Pankow* 2229 Common y-intercept and single compound regressions of gas-particle partitioning data vs $1/T$
- J. F. Pankow and T. F. Bidleman* 2241 Effects of temperature, TSP and per cent nonexchangeable material in determining the gas-particle partitioning of organic compounds
- E. Brorström-Lundén and G. Lövblad* 2251 Deposition of soot related hydrocarbons during long-range transport of pollution to Sweden
- C. A. Pio, M. L. Salgueiro and T. V. Nunes* 2259 Seasonal and air-mass trajectory effects on rainwater quality at the south-western European border
- B. A. Bodhaine, N. C. Ahlquist and R. C. Schnell* 2267 Three-wavelength nephelometer suitable for aircraft measurement of background aerosol scattering coefficient
- A. Fried, B. Henry, D. D. Parrish, J. R. Carpenter and M. P. Buhr* 2277 Intercomparison of tunable diode laser and gas filter correlation measurements of ambient carbon monoxide
- J. G. Hudson and P. R. Frisbie* 2285 Surface cloud condensation nuclei and condensation nuclei measurements at Reno, Nevada
- N.-H. Lin and V. K. Saxena* 2301 In-cloud scavenging and deposition of sulfates and nitrates: case studies and parameterization
- P. Bange, L. H. J. M. Janssen, F. T. M. Nieuwstadt, H. Visser and J. J. Erbrink* 2321 Improvement of the modelling of daytime nitrogen oxide oxidation in plumes by using instantaneous plume dispersion parameters
- R. D. Diab, S. Common and L. M. Roberts* 2329 Power line insulator pollution and power dips in Natal, South Africa
- C. Papastefanou and A. Ioannidou* 2335 Depositional fluxes and other physical characteristics of atmospheric beryllium-7 in the temperate zones (40°N) with a dry (precipitation-free) climate

<i>B. B. Hicks, R. P. Hosker, Jr, T. P. Meyers and J. D. Womack</i>	2345	Dry deposition inferential measurement techniques-I.- Design and tests of a prototype meteorological and chemical system for determining dry deposition
<i>T. P. Meyers, B. B. Hicks, R. P. Hosker, Jr, J. D. Womack and L. C. Satterfield</i>	2361	Dry deposition inferential measurement techniques-II. Seasonal and annual deposition rates of sulfur and nitrate
<i>B. Shi and J. H. Seinfeld</i>	2371	On mass transport limitation to the rate of reaction of gases in liquid droplets
<i>M. T. Odman and A. G. Russell</i>	2385	A multiscale finite element pollutant transport scheme for urban and regional modeling
<i>L. R. Martin and T. W. Good</i>	2395	Catalyzed oxidation of sulfur dioxide in solution: the iron-manganese synergism
<i>K. N. Bower, T. A. Hill, H. Coe and T. W. Choulaton</i>	2401	SO ₂ oxidation in an entraining cloud model with explicit microphysics
<i>Technical Note</i>		
<i>A. A. Al-Araïny, M. S. El-Shobokshy, N. H. Malik and M. I. Qureshi</i>	2419	Design of an environmental chamber for high voltage testing in simulated dust and sand storms
<i>Discussion</i>		
<i>D. G. Ross, I. N. Smith, R. Mathur and L. K. Peters</i>	2425	Adjustment of wind fields for application in air pollution modeling
<i>News and Opinions</i>		
Introduction	2429	
Calendar	2429	
Book Reviews (<i>S. E. Schwartz and J. P. Lodge, Jr</i>)	2431	
New Patents	i	

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

Címrész: 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. Például egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b*) stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a **cikk végén** a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Például: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Például: *Junge, C. E.*, 1963: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ Országos Meteorológiai Szolgálat Folyóirata

Készült az Országos Meteorológiai Szolgálat Nyomdájában,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Telefon: 1 353 500
Felelős vezető: **Máthé Gyuláné**
Felelős kiadó: **Dr. Mersich Iván**, az OMSZ elnöke
Levélcím: 1525 Budapest, Pf.: 38.

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324-6329