

Mezőfalva J.

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Bónis K. – Mészáros E. – Putsay M.:
A nitrogénvegyületek légköri körforgalma Európa fölött (angolul) 57

Timon I.: A műholdképek földrajzi azonosításának továbbfejlesztett módszere (angolul) 69

Zoltán Cs.: A jégszemek dinamikája (angolul) 78

Antal E. – Kozmáné Tóth E.: Klimatológiai módszer a területi párolgás számítására 83

F. Iványi Zs.: Városi hősziget-cirkuláció numerikus modellezése I. 93

Gács I.: A füstfáklya szélirányra merőleges szóródásának számítása 103

Pelle L.: Európai hőmérsékleti mezők információ tartalma 109

Irodalom 114

Krónika 117

CONTENTS

Bónis, K. – Mészáros, E. – Putsay, M.:
On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europa (In English) 57

Timon, I.: An improved method for geographical rectification of satellite images (In English) 69

Zoltán, C.: The dynamic of hailstones (In English) 78

Antal, E. – Mrs. Kozma-Tóth, E.: Climatological method for the calculation of territorial evaporation 83

Mrs. F. Iványi, Z.: A numerical model of the urban heat island circulation I. 93

Gács, I.: Estimation of the cross-wind dispersion of the plume 103

Pelle, L.: Information contents of European temperatures fields 109

Literature 114

Chronicle 117

IDŐJÁRÁS

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

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

ELNÖK — CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ — EDITOR: LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség — Editorial Office
Budapest, Postafiók 38. 1525 — H-1525 Budapest, P.O.B. 38

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe

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

A nitrogénvegyületek légköri körforgalma Európa fölött. A szerzők becsléseket végeznek az $\text{NO}_x\text{-N}$ és $\text{NH}_x\text{-N}$ természetes és antropogén európai forrásainak meghatározása céljából. Eredményeik szerint az ammónia és nitrogén-oxid gázok jelentős része a levegőbe antropogén forrásokból kerül. Az emisszió összegzett értéke $\text{NO}_x\text{-N}$ esetén $3,8-8,6 \text{ Tg N év}^{-1}$, míg $\text{NH}_x\text{-N}$ esetén $4,8-8,2 \text{ Tg N év}^{-1}$. Ezeket az emissziókat a száraz és a nedves ülepedés-lényegében kiegyensúlyozza. A számított adatok szerint az $\text{NO}_x\text{-N}$ troposzférikus tartózkodási ideje 2-4 nappal egyenlő. $\text{NH}_x\text{-N}$ esetén a megfelelő érték 4-7 nap.

*

On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. The magnitudes of natural and anthropogenic emissions of $\text{NO}_x\text{-N}$ and $\text{NH}_x\text{-N}$ over Europe are estimated. It is found that the predominant sources of ammonia gas and nitrogen oxides emitted into the air are man-made. The total emissions for $\text{NO}_x\text{-N}$ and $\text{NH}_x\text{-N}$ are $3.8-8.6 \text{ Tg N y}^{-1}$ and $4.0-8.2 \text{ Tg N y}^{-1}$, respectively. These emissions are practically balanced equally by dry and wet deposition. It follows from data calculated that the tropospheric residence time of $\text{NO}_x\text{-N}$ is 2-4 days and that the corresponding value for $\text{NH}_x\text{-N}$ is between 4 and 7 days.

*

1. Introduction

One of the most important problems of large-scale air pollution studies is to determine the effect of anthropogenic sources on the atmospheric cycle of different trace constituents. From the point of view of the inadvertent modification of tropospheric phenomena, the investigation of the budget of aerosol forming gaseous materials seems to be particularly essential since aerosol particles play a role in the control of some atmospheric processes: cloud and precipitation formation, radiation transfer, visibility variations, etc. Nitrogen compounds (NO_x and NH_x) are an important element in the study of aerosol-forming substances because particulate nitrate and ammonium are well known pollutants in the air of large cities as well as in the atmosphere on the regional, continental and global scale.

The global atmospheric budget of nitrogen compounds was discussed by *Robinson and Robbins* (1970), while a more realistic treatment of the problem was done by *Söderlund and Svensson* (1976). Very recently *Böttger et al.* (1978) carried out a detailed study of the atmospheric cycle of nitrogen oxides and ammonia. An interesting feature of these studies is that the values of different terms in budget equations have become smaller and smaller with the increase of our knowledge about atmospheric chemistry. Another point is that lightning is considered presently to be a very substantial source term in the NO_x budget at least on global scale.

It goes without saying that the study of man-made effects is of particular interest for smaller portions of the earth's surface, where anthropogenic sources are concentrated. Thus, *Söderlund* (1977) investigated the atmospheric mass balance of nitrogen compounds over NW Europe. He found that over this area human activities are responsible for the dominant part of total fluxes. *Söderlund* also stated that there is a net nitrogen outflow from the atmosphere over this European territory.

The aim of the present paper is to estimate the tropospheric budget of nitrogen compounds over the whole of the European continent (10.5×10^6 km²). It should be noted that the cycle of nitrous oxide is not included in the study. It is assumed that the majority of nitrous oxide is decomposed in the stratosphere, and that the downward diffusion of NO_x formed in this way provides a relatively small nitrogen flux as compared with the strength of sources on the earth's surface.

In the present calculations it is assumed that over Europe there is a box, with an impermeable lid at the tropopause. The budget of both nitrogen species (NO_x and NH_x) can be written as follows:

$$\Delta A + E_n + E_a \pm R = D_d + D_w, \quad (1)$$

where ΔA is the difference of the material gain and loss by advection through the box; E_n and E_a are the natural and anthropogenic emissions, respectively; D_d is the dry deposition; D_w is the wet deposition of nitrogen compounds; while R is the strength of the source or sink due to the oxidation of NH₃ to NO_x.

An important problem is how to differentiate the anthropogenic from natural sources. In the paper the NH₃ source due to domestic animals is considered anthropogenic (though biogenic), while the soil emission is taken as a natural source.

2. The magnitude of NO_x - N emission

As mentioned above, lightning is thought to be an important atmospheric NO_x - N source, globally. On the basis of laboratory experiments of *Chameides et al.* (1977), aimed at estimating the quantity of NO_x produced by electric discharges, and the distribution of the thunderstorm activity over the earth's surface (*Trewartha*, 1968), *Böttger et al.* (1978) constructed the global longitudinal distribution (by latitude intervals of 5°) of the emission of nitrogen oxides due to lightning. Using the figures of *Böttger et al.*, and taking into account the geographical position of Europe, it is an easy task to calculate that the strength of this natural source over the continent is 0.19 - 0.38 Tg N y⁻¹. (*Böttger et al.* report a minimum and a maximum value for each latitude interval.)

Other natural NO_x sources are provided by soil exhalation and forest fires. According to *Makarov* (1969) the average NO_x - N emission of different natural (without fertilizers) soils with pH of 5.0 - 5.2 is around 0.04 g m⁻² y⁻¹. *Böttger et al.* (1978) suggest that it is not possible to extend this figure to a larger area since the pH of many soils is higher than the above values. For this reason they proposed a global average of 0.004 g m⁻² y⁻¹ for all the continents. Accepting *Böttger's* estimate, a figure of 0.04 Tg N y⁻¹ can be calculated for the European continent.

Yamate (1975) estimates that the value of the $\text{NO}_x\text{-N}$ emission of forest fires excluding tropical regions is $0.15\text{--}0.23 \text{ Tg N y}^{-1}$. Accepting this estimate for areas over the middle latitudes and taking into account the distribution of continents and the size of Europe the corresponding tentative European source strength is about 0.03 Tg N y^{-1} .

TABLE I
The European $\text{NO}_x\text{-N}$ emission due to combustion of different fossil fuels

Fossil fuels	Amount $\times 10^8 \text{ t y}^{-1}$	Emission factor $\text{g NO}_x\text{-N kg}^{-1}$	Emission Tg N y^{-1}
Hard coal	6.66	0.9–2.75	0.60–1.83
Brown coal	6.26	1.0–2.8	0.63–1.75
Crude oil	6.50	1.5–3.0	0.98–1.95
Natural gas*	2.08	0.6–3.0	0.13–0.62
			Total: 2.34–6.15

* In the case of natural gas the amount and the emission factor is expressed in $10^{14} \text{ m}^{-3} \text{ y}^{-1}$ and $\text{mg NO}_x\text{-N m}^{-3}$, respectively.

In the case of man's activity, the largest $\text{NO}_x\text{-N}$ emissions are evidently due to the combustion of fossil fuels and to automobile traffic. *Table I* contains the quantity of different fossil fuels used in Europe during one year (*UNO*, 1977). Also given are the so-called emission factors proposed by *Böttger et al.* (1978) on the basis of different publications. It can be calculated from these data that the overall European emission is between 2.3 Tg N y^{-1} and 6.2 Tg N y^{-1} . The emission caused by motor car traffic is estimated by using data tabulated in *Table II*. The first column gives the number of cars in Europe (*UNO*, 1977), while the second one contains the corresponding emission factors (*EPA*, 1973). By assuming that the cars run 15–20 thousand km per year, on an average, the European emission due to automobile traffic can easily be estimated: $1.1\text{--}1.5 \text{ Tg N y}^{-1}$. The above estimates are in reasonable agreement with *Semb's* calculations (*Semb*, 1979) giving a figure of 2.7 Tg N y^{-1} for the total emission rate within OECD-Europe due to fossil fuel consumption (including transport).

Some anthropogenic $\text{NO}_x\text{-N}$ is emitted into the atmosphere by the manufacture of nitric acid. According to the United Nations (*UNO*, 1977), between 1966 and 1975 12.6 Tg nitric acid was produced annually in Europe. The emission factor proposed by U. S. Environmental Pollution Agency (*EPA*, 1977) is $0.05\text{--}8.5 \text{ g NO}_x\text{-N/kg HNO}_3$. This means that the $\text{NO}_x\text{-N}$ emitted into the atmosphere over Europe is equal to $0.001\text{--}0.11 \text{ Tg N y}^{-1}$.

TABLE II
The $\text{NO}_x\text{-N}$ emission caused by motor car traffic in Europe

Vehicles	Number of vehicles $\times 10^6$	Emission factor $\text{g NO}_x\text{-N km}^{-1}$	Emission Tg N y^{-1}
Cars	69.42	0.9	0.94–1.25
Others (lorries, buses, tractors...)	10.65	1.2	0.19–0.26
			Total: 1.13–1.51

Further, the use of fertilizers also provides an atmospheric NO_x -N sources. In Europe between 1966 and 1975 the nitrogen content of fertilizers produced was 9.1 Tg per year, on the average (UNO, 1977). Assuming that the NO_x -N emitted into the air is 1% of the mass of fertilizer used (see Böttger et al., 1978), we calculate a European source strength of 0.09 Tg N y^{-1} .

Finally, two other anthropogenic sources are mentioned: the NO_x -N emission from aircraft during their take-off and landing, and the emission due to the burning of waste materials. Söderlund (1977) estimates that the emission from aviation cannot be greater than 0.01 Tg N y^{-1} over NW Europe (4.0×10^6 km²). It follows from this estimate and from the total size of the area of Europe that the continental emission rate is 0.025 Tg N y^{-1} . However, this is a rather arbitrary figure, since a uniform traffic distribution is assumed. We also estimated the quantity of waste materials burned annually in Europe ($\sim 20 \times 10^9$ kg). Using the emission factor proposed by EPA (1977) (0.5 g NO_x -N/kg), the calculation results in an emission of 0.01 Tg N y^{-1} .

Because atmospheric NH_3 is partly of natural and partly of anthropogenic origin (see next section), the NO_x -N mass formed by the oxidation of gaseous ammonia by OH radicals and O_2 is from both natural and man-made ammonia. By using reasonable concentrations of NH_3 , OH and O_2 , and reaction rate constants, Böttger et al. (1978) were able to determine the NO_x -N quantity produced annually by the oxidation processes as a function of geographical latitude (by latitude intervals of 5°). Using the figure constructed by these authors and taking into account the geographical position of Europe, values between 0.07–0.28 Tg N y^{-1} are calculated for the European emission.

Table III gives a survey of the results of the calculations presented in this section. One can see that the overall value of E_a in formula (1) is 3.5–7.9 Tg N y^{-1} , while E_n is equal to 0.26–0.45 Tg N y^{-1} . This means that, even if we con-

TABLE III.

Natural and anthropogenic NO_x sources and emission rates.

NO_x sources	Emission rates Tg N y^{-1}
Natural	
Lightning	0.19–0.38
Soil exhalation	0.04
Forest fires	0.03
Sum:	0.26–0.45
Anthropogenic	
Fossil fuels	2.3–6.2
Motor car traffic	1.1–1.5
Nitric acid production	0.001–0.11
Fertilizer production	0.09
Aviation	0.025
Burning of waste materials	0.01
Sum:	3.53–7.94
NH_3 oxidation	0.07–0.28
Total:	3.86–8.67

sider all the $\text{NO}_x\text{-N}$ produced by the oxidation of $\text{NH}_3\text{-N}$ to be natural, the strength of natural sources is, at most, about 10% of the anthropogenic $\text{NO}_x\text{-N}$ production rate.

3. The magnitude of the $\text{NH}_x\text{-N}$ emission rate

An important natural $\text{NH}_3\text{-N}$ source over continents is the ammonia exhalation of some soils due to the decomposition of nitrogenous organic matter in terrestrial ecosystems. According to *Hooker et al.* (1973) the rate of this soil emission is equal to $1 \mu\text{gm}^{-2}\text{hr}^{-1}$, while *Georgii and Lenhard* (1978) published more recently emission rates between 1 and $20 \mu\text{gm}^{-2}\text{hr}^{-1}$. Applying these figures for the European continent we obtain an overall source strength of $0.08\text{--}1.6 \text{ Tg N y}^{-1}$. On the other hand, *Dawson* (1977) made model calculations to determine the $\text{NH}_3\text{-N}$ emission from soils. He took into account the longitudinal variations of temperature, humidity and precipitation amount and estimated the $\text{NH}_3\text{-N}$ emission as a function of the geographical latitude (for each 10° interval up to 70° N). Re-calculating his figures for the European continent we obtain an emission of 2.3 Tg N y^{-1} , which is in reasonable agreement with the upper limit of the above range. We cautiously suggest that the real source strength is between these limits and it is probably around $0.3\text{--}1.5 \text{ Tg N y}^{-1}$.

Healy et al. (1970) stressed that animal urea is an important source of atmospheric NH_3 . It is self-evident that over a continent like Europe domestic animals play a much more important role in the atmospheric NH_3 production than do wild animals. In *Table IV* the different European domestic animals are tabulated according to *UNO* (1977). Taking into account the „emission factors” for these animals (see *Böttger et al.*, 1978) the emissions can easily be determined. The calculation results in a European source strength of $3.0\text{--}4.5 \text{ Tg N y}^{-1}$. According to *Söderlund and Svensson* (1976) the world-wide $\text{NH}_3\text{-N}$ production by wild animals is $2\text{--}6 \text{ Tg N y}^{-1}$. The territory of Europe is about 7% of that of all the continents. However, one can assume that the number of wild animals in Europe is much less than 7% of the global number. For this reason (and in the absence of other information) this emission factor was dropped from further consideration. Nevertheless it should be realized that the emission based on the ammonia production by domestic animals alone gives only the lower limit of the real figure.

It was mentioned in the previous section that the nitrogen content of fertilizers produced in Europe is 9.1 Tg y^{-1} . *Förster and Lippold* (1975) estimate that 5–10% of this quantity is released into the atmosphere as $\text{NH}_3\text{-N}$. Thus,

TABLE IV.

$\text{NH}_3\text{-N}$ emission by different European domestic animals

Domestic animals	Number $\times 10^8$	Emission factor $\text{g NH}_3\text{-N day}^{-1}$	Emission Tg N y^{-1}
Cattle	1.24	51–75	2.30–3.38
Sheep	1.30	6–12	0.28–0.57
Pigs	1.32	6–18	0.29–0.43
Others (horses, asses, mules)	0.12	21–36	0.09–0.16
		Total:	2.96–4.54

the strength of this anthropogenic source in Europe is equal to 0.46–0.91 Tg N y⁻¹.

Combustion of coal was also suggested as a source of NH₃–N (eg. *Söderlund* and *Svensson*, 1976). Using the quantities of hard coal and brown coal burned annually in Europe (see Table I) as well as the emission factors given by *Freyer* (1978) (for hard coal 12 g NH₃–N/t; for brown coal 6–9 g NH₃–N/t) the European production is calculated to be 0.012–0.014 Tg N y⁻¹.

Automobile traffic is also responsible for some NH₃–N emission. According to *Harkins* and *Nicksic* (1976) the emission factor is 25 mg NH₃–N per kilometer run by an average car. Considering data in Table II a simple calculation shows that the emission due to automobile traffic is equal to 0.03–0.04 Tg N y⁻¹.

TABLE V.

Natural and anthropogenic NH_x sources and emission rates

NH _x sources	Emission rates Tg N y ⁻¹
Natural	
Soil exhalation	0.3 – 1.5
Anthropogenic	
Domestic animals	3.0 – 4.5
Fertilizer production	0.46 – 0.91
Coal combustion	0.012 – 0.014
Automobil traffic	0.03 – 0.04
Total:	3.80 – 6.96

The magnitudes of different emission sources discussed in this section are surveyed in *Table V*. It can be seen that the sum of all the anthropogenic sources is 3.5–5.5 Tg N y⁻¹. The majority of this quantity is due to the emission from urea of domestic animals. Comparing this figure with the natural biogenic emission of soils, one can say that the natural sources produce about 10–20% of the total (natural + anthropogenic) emission.

4. Determination of dry deposition

It is well-known that the dry deposition per unit area of surface (D'_d) can be determined by the following equation:

$$D'_d = v_d C, \quad (2)$$

where v_d is the dry deposition velocity while C is the concentration.

According to *Söderlund* and *Svensson* (1976) the continental concentration of NO₂–N is 2.5 μg m⁻³. The same figure was proposed by *Söderlund* (1977) for NW Europe. At a WMO background station in West-Germany the mean value, calculated on the basis of a long series of data, is 3.0 μgm⁻³ (*Rumpel*, 1979; private communication). In central Hungary also at a WMO regional station the corresponding figure is 1.8 μg m⁻³. By reviewing data found in the literature *Böttger* et al. (1978) estimate that the global value over the Northern Hemisphere is between 1 μg m⁻³ and 2.5 μg m⁻³, which is in good agreement with

the result of Hungarian observations. For this reason a concentration range of $2.0-3.0 \mu\text{g m}^{-3}$ is used in the present calculation.

Judeikis and *Wren* (1978) found in their laboratory experiments that the rate of deposition of NO_2 onto selected soils and cement surfaces was between 0.3 cm s^{-1} and 0.8 cm s^{-1} , while *Böttger et al.* (1978) obtained values of $0.1-0.3 \text{ cm s}^{-1}$ and $0.4-0.6 \text{ cm s}^{-1}$ for bare soils and soils with vegetation cover, respectively. The atmospheric observations carried out by *Várhelyi* (1980) over a grass surface at this Institute by means of the gradient method gave a velocity range of $0.1-1.0 \text{ cm s}^{-1}$. By using a range of $0.2-0.6 \text{ s}^{-1}$ for the whole of Europe it can be calculated that the total dry deposition of NO_2-N is $1.3-6.0 \text{ Tg N y}^{-1}$. We should mention here that *Böttger et al.* (1978) obtained very small values (less than $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$) for the deposition velocity of $\text{NO}-\text{N}$. For this reason the deposition of this gas is neglected in this study. Recent atmospheric observations showed (e. g. *Huebert and Lazrus*, 1979) that a certain part of NO_x-N is in HNO_3 vapor form in the atmosphere. Considering that it would be very speculative to estimate the dry deposition of this material, it is also dropped from further considerations. In other words this means that we suppose that this vapor is only a transitional species in the $\text{NO}_2-\text{NO}_3^-$ (aerosol or precipitation water) transformation and it is removed from the air either by dry deposition of particles or by direct and indirect precipitation scavenging. This assumption does not mean, however, that HNO_3 is not an important atmospheric trace constituent. Its consideration would be very essential if we dealt with the budget of individual nitrogen compounds.

The size distribution of nitrate particles in the atmosphere was measured in Europe among others by *Mészáros* (1971). He found that the mass median radius of these particles is equal to $0.29 \mu\text{m}$ on an average. The deposition velocity of aerosol particles of this size over a grass surface is 0.03 cm s^{-1} (see *Hidy*, 1973). According to *Söderlund and Svensson* (1976) and *Böttger et al.* (1978), the global continental average of the mass concentration of nitrate-nitrogen is between $0.1 \mu\text{g m}^{-3}$ and $0.5 \mu\text{g m}^{-3}$. For NW Europe *Söderlund* proposes a value of $0.3 \mu\text{g m}^{-3}$. At a WMO regional station in central Hungary the average concentration of NO_3-N is equal to $1 \mu\text{g m}^{-3}$. After some deliberation we used for Europe a concentration range of $0.5-1.0 \mu\text{g m}^{-3}$. Using these figures and the above dry deposition velocity the European deposition can easily be calculated: $0.05-0.10 \text{ Tg N y}^{-1}$.

The estimation of the dry deposition velocity of ammonia gas is very uncertain. Because of a lack of suitable values in literature we cautiously assumed that the deposition velocity of NH_3-N is similar to that of other trace gases (NO_2 and SO_2 , for this latter gas see: *Garland*, 1978). Thus a velocity range of $0.3-0.6 \text{ cm s}^{-1}$ was used for further calculation. It goes without saying that this is a rather rough estimation, since the surface can be both a sink and source for NH_3 depending upon many factors (e. g. pH of the soil considered). Direct NH_3 flux measurements are needed under different conditions to clarify this problem. The average NH_3 concentration over NW Europe according to *Söderlund* (1977) is between 0.5 and $1.45 \mu\text{g m}^{-3}$ in the air near the earth's surface. Somewhat larger values were recently found by *Georgii and Lenhard* (1978) over Western Germany ($2-5 \mu\text{g m}^{-3}$). It follows from these figures that the European NH_3-N concentration is somewhere between 0.5 and $5.0 \mu\text{g m}^{-3}$. In this study a tentative value of $1.5 \mu\text{g m}^{-3}$ is used, which gives, with the above velocities, a European dry deposition of $1.5-3.0 \text{ Tg N y}^{-1}$.

The mass medium radius of ammonium-containing particles, according

to Mészáros (1971), is $0.12 \mu\text{m}$. The deposition velocity of particles of $0.12 \mu\text{m}$ radius is 0.025 cm s^{-1} (Hidy, 1973). The concentration of ammonium-nitrogen according to many literature compilations (Söderlund and Svensson, 1976; Söderlund, 1977; Böttger et al., 1978) should be between 1.0 and $3.0 \mu\text{g m}^{-3}$ in Europe. At a regional background station in central Hungary the average concentration is equal to $2.5 \mu\text{g m}^{-3}$. On the basis of these data we use a range of $1.5 - 2.5 \mu\text{g m}^{-3}$ to calculate the European dry deposition of $\text{NH}_4 - \text{N}$. The calculation results in an overall deposition of $0.13 - 0.22 \text{ Tg N y}^{-1}$.

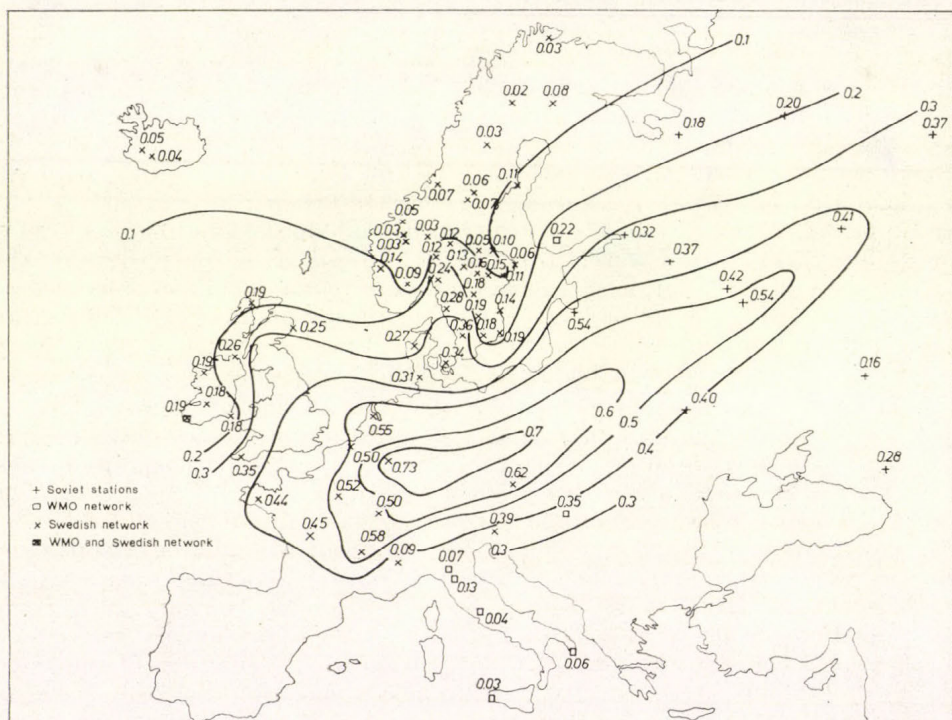


Fig. 1: The spatial distribution of nitrate wet deposition and the position of the stations used in the calculation. The average deposition rates given in this figure are expressed in $\text{NO}_3\text{-N g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$.

By summing the values discussed in this section it is concluded that the dry deposition of $\text{NO}_x - \text{N}$ over Europe is $1.4 - 6.1 \text{ Tg y}^{-1}$, while the corresponding value for $\text{NH}_x - \text{N}$ is $1.6 - 3.2 \text{ Tg N y}^{-1}$.

5. Wet deposition

The wet deposition of nitrogen compounds on the territory of Europe was estimated on the basis of precipitation chemistry measurements. In the study the data of stations operated in the Swedish, Soviet and WMO networks were used. From our stations 58 were in the network organized by Sweden (the data were kindly supplied by the International Meteorological Institute in Stockholm) in the period between 1961 and 1969. The 12 Soviet stations were run

in the years 1958–1961 (Drozdova et al., 1964). Finally the 9 stations in the network of the World Meteorological Organisation operated between 1972 and 1975 (the data were taken from the publications of Environmental Data Service, 1973; 1974; 1975, Asheville, N. C., U.S.A.). It is to be noted that one station was worked in both the Swedish and the WMO network; and the nitrate wet deposition was calculated from data of only 75 stations. The spatial distribution of the $\text{NO}_3\text{-N}$ (75 stations) and $\text{NH}_4\text{-N}$ (78 stations) obtained are represented in *Fig. 1* and *Fig. 2*, respectively. As in the previous work on

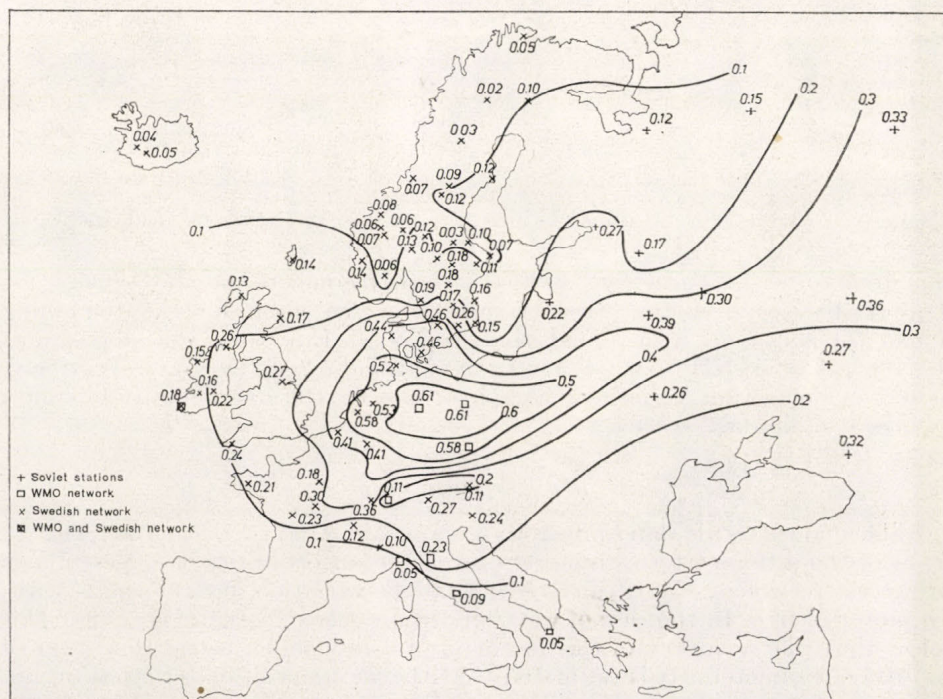


Fig. 2: The spatial distribution of ammonium wet deposition and the position of the stations used in the calculation. The average deposition rates given in the figure are expressed in $\text{NH}_4\text{-N}$ $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$.

the European sulfur budget (Mészáros et al., 1978) it was assumed that different sampling and analytical techniques as well as differences in sampling periods do not influence considerably the wet deposition values (it should be noted that this is true only in first approximation, since storage and analytical problems may cause some errors). Also as in the previous study the territory covered approximately by these stations ($\sim 9.1 \times 10^6 \text{ km}^2$) was divided according to the deposition data in Figures 1 and 2 (see *Table VI*). Then average deposition were determined for each category (last columns in *Table VI*). For the whole of the territory ($9.1 \times 10^6 \text{ km}^2$) mean deposition value was calculated by weighting the data according to the relative area of different categories. This calculation resulted in an average European deposition rate of $0.29 \text{ g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ in the case of $\text{NO}_3\text{-N}$. The corresponding rate for $\text{NH}_4\text{-N}$ was

Table VI.

Division of the territory of Europe on the basis of wet deposition rates given in Fig. 1 and Fig. 2.

Territories	Deposition rate $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$	$\text{NO}_3\text{-N}$ deposition			$\text{NH}_4\text{-N}$ deposition		
		Number of stations	Absolute ($\times 10^3 \text{ km}^2$) and relative area	Average deposition rate $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$	Number of stations	Absolute ($\times 10^3 \text{ km}^2$) and relative area	Average deposition rate $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$
Clean	< 0.15	31	2310.5; 244. %	0.080	36	2323.9; 25.5%	0.089
Weakly polluted	0.15–0.30	22	2757.1; 30.3%	0.212	25	3332.4; 36.6%	0.216
Moderately polluted	0.30–0.45	13	2312.8; 25.4%	0.379	8	2780.7; 30.5%	0.374
Polluted	> 0.45	9	1728.4; 19.0%	0.551	9	671.6; 7.4%	0.537
Sum:	—	75	9108.6; 100%	—	78	9108.6; 100%	—

calculated to be $0.26 \text{ g m}^{-2} \text{y}^{-1}$, which is nearly equal to the above value for $\text{NO}_3\text{-N}$. By assuming that these figures are also valid for the remaining part of the continent it is found that the total European wet depositions for $\text{NO}_3\text{-N}$ and $\text{NH}_4\text{-N}$ are 3.0 Tg N y^{-1} and 2.7 Tg N y^{-1} , respectively. These wet deposition terms are comparable with the dry deposition values discussed in the last section.

6. The European budget

The budget terms determined above are tabulated in Table VII. The interval of the different terms represents well the uncertainties of the estimates outlined in sections 2–5. It can be seen that the variation of the terms is within a factor of five. In the case of wet deposition only one figure is given. This means that the accuracy of this factor is probably much better than that of any other parameters. It is estimated that the wet deposition term has an uncertainty of about $\pm 50\%$.

Considering the above uncertainties it is very speculative to calculate the difference in the advection terms by means of equation (1). If we take arbit-

Table VII.

The balance sheet for NO_x and NH_x compounds in g y^{-1}

	$\text{NO}_x\text{-N}$	$\text{NH}_x\text{-N}$
Emissions		
Natural	0.26–0.45	0.3–1.5
Anthropogenic	3.5–7.9	3.8–7.0
NH_3 oxidation	0.07–0.28	–(0.07–0.28)
Sum:	3.8–8.6	4.0–8.2
Depositions		
Dry deposition	1.4–6.1	1.6–3.2
Wet deposition	3.0	2.7
Sum:	4.4–9.1	4.3–5.9

rarily the mean values of the intervals calculated we obtain $+0.5 \text{ Tg N y}^{-1}$ for ΔA in the case of NO_x (NO_x "importation"?). The corresponding figure for NH_x is -1.0 Tg N y^{-1} , which makes possible some NH_4 "exportation" from the box over Europe. However these speculative values are small as compared to the intervals of the budget terms. The only thing we can conclude is that the European sources of nitrogen compounds are practically balanced by wet and dry deposition. Much more research is needed in the future to determine emission and deposition terms with a higher precision.

7. Tropospheric residence time of nitrogen species

An important goal of budget studies is to determine the residence time of different trace constituents in the atmosphere (troposphere). Generally the residence time (τ) is calculated by the following simple equation:

$$\tau = \frac{M}{E}, \quad (3)$$

where M is the total mass of a trace substance in the reservoir (in our case in the box over Europe) while E is the overall emission rate.

The M values for $\text{NH}_x\text{-N}$ and $\text{NO}_x\text{-N}$ were calculated on the basis of average vertical profiles of the concentrations of different species and using model concentrations discussed in previous sections. The average profiles used in our calculations were determined by Böttger et al. (1978) taking into consideration all the measurements published in the literature. It was found in this way that the average column concentration of $\text{NO}_2\text{-N}$ plus $\text{NO}_3\text{-N}$ over Europe is 3.6 mg m^{-2} , which means that the total quantity of $\text{NO}_x\text{-N}$ in our box is equal to 0.038 Tg . The sum of the emissions is $3.8\text{--}8.6 \text{ Tg N y}^{-1}$; this gives a residence time of 2–4 days. It is to be noted, however, that these values give the lower limit of the residence time since the column concentration of NO-N and $\text{HNO}_3\text{-N}$ was neglected in the calculation.

The corresponding column concentration of $\text{NH}_x\text{-N}$ is 7.5 mg m^{-2} which gives, for the troposphere over Europe, an overall mass of 0.08 Tg N . Further, the sum of E_a and E_n is equal to $4.0\text{--}8.2 \text{ Tg N y}^{-1}$. It follows from these figures that the residence time of $\text{NH}_x\text{-N}$ over Europe is between 4 and 7 days.

Finally it is to be noted that the residence times calculated in this way are comparable with those published by other investigators. Böttger et al. (1978) propose, for the global tropospheric residence time of $\text{NO}_x\text{-N}$, a value of 5 days (± 4 days), while they give for $\text{NH}_x\text{-N}$ a figure of 15 days (± 9 days). Söderlund and Svensson (1976) publish separately the tropospheric residence times for gaseous and particulate NH_x . They give for NH_3 (gas) and NH_3 (aerosols) values of 1–4 days and 7–19 days, respectively. According to these latter authors the residence time for NO_x is between 1–20 days. In spite of these qualitative agreements further studies are necessary in this field.

REFERENCES

- Böttger, A., Ehhalt, D. H. and Gravenhorst, G. (1978): Atmosphärische Kreisläufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich* - Nr. 1558.
 Chaméides, W. L., Stedman, D. H., Dickerson, R. R., Rusch, D. W. and Cicerone, R. J. (1977): NO_x production in lightning. *J. Atmos. Sciences* 34, 143–149.
 Dawson, G. A. (1977): Atmospheric ammonia from undisturbed land. *J. Geoph. Res.* 82, 3125–3133.

- Drozdova, V. M., Petrenchuck, O. P., Seleznova, E. S. and Svistov, P. F. (1964): *Chemical Composition of Atmospheric Precipitation over the European Territories of U. S. S. R.* (in Russian). Gidrometizdat. Leningrad.
- Environmental Data Center (1973; 1974; 1975): *Global monitoring of the environment for selected atmospheric constituents*. National Climatic Center, Asheville.
- EPA (1973): *Compilation of air pollutant emission factors* (2nd edition). U. S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, North Carolina, 27711, PB-223996, Publication AP-42.
- EPA (1977): *Compilation of air pollutant emission factors* (including supplements 1-7). Research Triangle Park, N. C. 27711, AP-42, Part A+B.
- Förster, J. and Lippold, H. (1975): Ammoniakverluste bei Harnstoffdüngung. 2. Mitteilung: Ermittlung von Ammoniakverlusten unter Feldbedingungen in Abhängigkeit von Witterung. *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde*, Berlin, 19, 631-639.
- Freyer, H. D. (1978): Seasonal trends of NH_4^+ and NO_3^- nitrogen isotopes composition in rain collected at Jülich, Germany. *Tellus* 30, 83-92.
- Garland, J. A. (1978): Dry and wet removal of sulphur from the atmosphere. *Atmospheric Environment* 12, 349-362.
- Georgii, H.-W. and Lenhard, V. (1978): Contribution to the atmospheric NH_3 budget. *Pure and Applied Geophysics* 116, 385-392.
- Harkins, J. H. and Nicksic, S. W. (1967): Ammonia in auto exhaust. *Environmental Science and Technology* 1, 751-752.
- Healy, T. V., McKay, H. A. C., Pilbeam, A. and Scargill, D. (1970): Ammonia and ammonium sulfate in the troposphere over the United Kingdom. *Journal of Geophysical Research* 75, 2317-2321.
- Hidy, G. M. (1973): Removal processes of gaseous and particulate pollutants. In "Chemistry of the lower atmosphere" (ed.: S. I. Rasool). Plenum Press, New York, London 121-176.
- Hooker, M. L., Peterson, G. A. and Sander, D. H. (1973): Ammonia nitrogen losses from simulated plowing of native sods. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 37, 247-249.
- Huebert, B. J. and Lazarus, A. L. (1979): Measurements of nitric acid vapor in the remote troposphere. Lecture presented in the CACGP Symposium on the budget and cycles of trace gases and aerosols in the atmosphere. Boulder, Colorado.
- Judekic, H. S. and Wren, A. G. (1978): Laboratory measurements of NO and NO_2 depositions onto soil and cement surfaces. *Atm. Envir.* 12, 2315-2319.
- Makarov, B. N. (1969): Liberation of nitrogen dioxide from soil. *Soviet soil science* 20-25, translated from Pochvovedeniye No 1, 49-53.
- Mészáros, E. (1971): The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás* 75, 308-314.
- Mészáros, E., Várhelyi, G. and Haszpra, L. (1978): On the atmospheric sulfur budget over Europe. *Atmospheric Environment* 12, 2273-2277.
- Robinson, E. and Robbins, R. C. (1970): Gaseous nitrogen compound pollutants from urban and natural sources. *J. Air Pollut. Control Ass.* 20, 303-306.
- Semb, A. (1979): Emission of gaseous and particulate matter in relation to long-range transport of air pollutants. WMO-No. 538, Geneva, Reference I. 1.
- Söderlund, R. (1977): NO_x pollutants and ammonia emissions - A mass balance for the atmosphere over NW Europe. *Ambio* 6, 118-122.
- Söderlund, R. and Svensson, B. H. (1976): The global nitrogen cycle. In: *Nitrogen, Phosphorus and Sulphur - Global Cycles* (eds.: Svensson, B. H., Söderlund, R.) SCOPE Report 7. Ecol. Bull. Stockholm No 22, 23-73.
- Trewartha, G. T. (1968): *An introduction to climate* McGraw-Hill Book Company, 408 p.
- UNO (1977): *Statistical Yearbook of the United Nations* 1976.
- Várhelyi, G. (1980): Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides. *Időjárás*. 84, 15-20
- Yamate, G. (1975): State-of-the-art report on atmospheric aspects of forest fires (Final Report) IITRT Report No C 8269-2.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

An improved method for geographical rectification of satellite images

I. TIMON, *Central Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest P. O. B. 39*

A műholdképek földrajzi azonosításának továbbfejlesztett módszere. A műholdak által sugárzott képek pontos földrajzi azonosításának általános matematikai megoldása, valamint az azonosítás folyamatának gyakorlati, operatív célokra alkalmas megvalósítása egyre nagyobb jelentőségűvé válik. A pontosság növelésének érdekében figyelembe vettük a műholdpálya ellipszis alakját, továbbá a Föld lapultságát is. A megoldás számítógépes alkalmazása lehetővé teszi, hogy az operatív munkában kielégítően pontos hálózatokkal lássuk el a képeket. A cikkben áttekintjük a műholdpálya jellemzőit, a földrajzi azonosítás módszerét, valamint a hálózatszámítás kérdéseit. A kapott eredmények szerint a módszer alkalmazása inkább a kisebb léptékű vizsgálatok során jelentős, mivel az említett tények számításba vétele csak kis eltéréseket okoz.

*

An improved method for geographical rectification of satellite images. The general mathematical solution for correct geographical rectification of satellite images, and its application for practical, operative aims becomes more and more important. In order to refine the accuracy we have taken into account the elliptical form of the satellite orbit, and the rotational ellipsoidal form of the Earth. Solving the problem by computer, we shall be able to supply the images with acceptably precise grids for the operative work. In this study we review the characteristics of satellite orbits, the method of geographical rectification, and the questions of gridding. The results show that the application of this method is reasonable only in the studies of small scale processes, because the effects of the factors mentioned above are negligible on the gridding.

*

An indispensable condition of the use of satellite informations is the exact determination of the geographical location to which the data refer. The accuracy of the geographical rectification is very important since erroneous rectification may lead to false conclusions. Both satellite meteorological research and operational meteorological work increasingly require the further development of the current rectification methods. The current practice is that the country which launched the satellite provides the users with a set of grids for each satellite. These grids are made on the assumptions that the satellite orbit is circular and that the shape of the Earth is that of a sphere. The geographical rectification is effected by superimposing the appropriate grid on the satellite image in the following manner: The geographical co-ordinates of the intersection of the time signal (i. e. an "extincted" black image line) and the middle line of the image are calculated and matched to the corresponding point of the grid. This method is not accurate enough since it disregards the ellipticity of the orbit and may thereby cause significant differences in case of satellites on lower orbits. Besides, it is unsuitable also for modern digital image processing

because the geographical rectification will be an intermediate phase of the process. Furthermore, the development of improved methods is required also for the accurate location of meso-scale processes and satellite radiation data.

The method presented here includes the mathematical solution of geographical rectification for any satellite on a perturbed elliptical orbit and takes into account also the oblate spheroid shape of the Earth. The program written for this solution permits the incorporation of the geographical rectification into the computerized image processing, the preparation of separate grids or the superposition of the grid on a given picture, and can also be used for the solu-

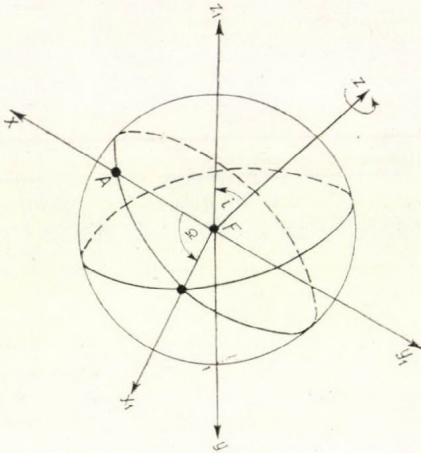


Fig. 1. : The co-ordinate system (x, y, z) used for the description of the satellite orbit, Ω is the angle between the first point of Aries and the intersection of the equator with the north-bound part of the orbit's projection; Ω is measured in the sense identical with the Earth's rotation. The z_1 axis is perpendicular to the orbital plane, and viewed from its direction, the movement of the satellite is counter-clockwise. i is the smaller one of the two intersection angles constituted by z and z_1 .

tion of any identification problem (e. g. for the determination of the geographical co-ordinates of any point of the image). A simpler version of the method, which accounts for the deviation of the orbit from circular only, is satisfactory for problems of synoptic meteorology, other tasks require, however, further refinements. Of course, even the approximations mentioned above do not perfectly reflect the reality, but more refined solutions would involve a heavy mathematical treatment without resulting in any appreciable improvement. One could attempt to use a better approximation of the shape of the Earth and to take into account perturbing effects other than the most important ones from gravitational perturbations (such as further, minor gravitational perturbations and the effects of the atmosphere, the Moon, the solar pressure etc. (The improvements that would arise from the inclusion of these factors would, however, be outweighed by the oscillations in the stabilization of the satellite.

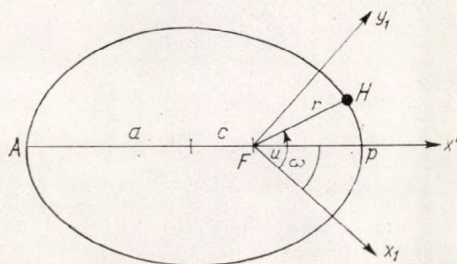
1. The satellite orbit

As mentioned above, the satellite orbit is not circular but elliptical, disturbed by a number of factors, the most important of which are the non-spherical shape and the non-sphere — symmetrical mass distribution of the Earth, the atmosphere, the Moon, the Sun, the solar pressure. Let us consider first the case of a constant elliptical orbit. Such an orbit can be characterized by 6 data, called orbital elements, listed below: a — semi major axis of the orbit, e — eccentricity of the orbit, i — inclination of the orbit, Ω — length of the ascending node, ω — argument of the perigee, τ — time of crossing the perigee.

Figure 1. shows the co-ordinate system in which these parameters are in-

terpreted and which we shall use throughout the solution. The co-ordinate system is rectangular, its origin (F) is the centre of mass of the Earth, the x, y plane coincides with the plane of the Equator, the z -axis is the rotational axis of the Earth, and the x -axis is pointing towards the first point of Aries (A). (The first point of Aries is one of the two intersection points of the Equator and the ecliptic, namely that in which the Sun enters the positive z domain in the course of its virtual annual movement.) In this co-ordinate system the orbital plane of the satellite is crossing the origin, so that its spatial location may be described by the angles i and Ω as shown in *Fig. 1*.

Fig. 2.: Interpretation of a, e , and ω . a is the semi major axis of the orbital ellipse, e - eccentricity of the orbit. P - perigee, the x' axis coincides with the FP directed half-line. The angle constituted by x_1 and x' the argument of the perigee (ω). r is the distance of the satellite from F , and u - directional angle between x_1 and r .



The location of the orbital ellipse within the orbital plane is determined by ω . The meaning of ω , together with that of the parameters a and e , is shown in *Fig. 2*.

$$e = \frac{c}{a}$$

The sixth orbital element, τ , serves for the description of motion as a function of time, it indicates when the satellite crossed the perigee. It is, however, more usual and practical to introduce the use of the quality M_0 as an orbital element instead of τ :

$$M_0 = \frac{2\pi}{T}(t_0 - \tau),$$

where T is the orbital period time of the satellite. M_0 is called the mean anomaly referring to a given time t_0 .

If these six orbital elements are known, one can determine the position of the satellite for any moment. It should be mentioned that in the operational practice these data are not always at our disposal, and so from time to time they may should be determined from the daily satellite messages.

Before turning to the determination of the position of the satellite at a given moment, it is necessary to calculate the orbital elements for that time since the orbit is not invariable. Of the many factors of perturbation we consider only the most essential ones, namely the most dominant "distortions" of the Earth's gravitational field. These lead to secular (time-proportional) perturbations in Ω , ω and M_0 . There exist also periodic perturbations, but we disregard them in this study. With a view to describing the perturbations, let us introduce the following quantities:

$$\eta = \sqrt{1 - e^2}$$

$$\Theta = \cos i$$

$$\gamma = 0,001082628 \left(\frac{R_e}{a} \right)^2, \text{ where}$$

R_e is the equatorial radius of the Earth. Then:

$$M_0(t) = M_0 + \frac{2\pi \Delta t}{T} \left[\frac{3\gamma}{4\eta^3} (3\Theta^2 - 1) + \frac{3\gamma^2 M_0^*}{128\eta^7} \right]$$

$$\Omega(t) = \Omega_0 + \frac{3\gamma\pi\Theta \Delta t}{T\eta^4} \left(\frac{\gamma \Omega^*}{16\eta^4} - 1 \right)$$

$$\omega(t) = \omega_0 + \frac{3\gamma\pi\Delta t}{2T\eta^4} \left(5\Theta^2 - 1 + \frac{\gamma\omega^*}{32\eta^4} \right),$$

where

$$M_0^* = 16\eta - 15 + 25\eta^2 + (30 - 96\eta - 90\eta^2)\Theta^2 + (105 + 144\eta + 25\eta^2)\Theta^4$$

$$\Omega^* = 12\eta - 5 + 9\eta^2 - (35 + 36\eta + 5\eta^2)\Theta^2$$

$$\omega^* = 24\eta - 35 + 25\eta^2 + (90 - 192\eta - 126\eta^2)\Theta^2 + (385 + 360\eta + 45\eta^2)\Theta^4$$

$$\Delta t = t - t_0$$

In this approximation the other three orbital elements (a , e , i) may be taken as constant. However, it should be mentioned that these approximations can be applied for short time intervals only, otherwise other perturbations should also be taken into account. In possession of the orbital elements we can determine the rectangular co-ordinates giving the position of the satellite at the time t , i. e. the point $H(x_0, y_0, z_0)$:

$$x_0 = r(\cos u \cos \Omega - \sin u \sin \Omega \cos i)$$

$$y_0 = r(\cos u \sin \Omega + \sin u \cos \Omega \cos i)$$

$$z_0 = \tau \sin u \sin i$$

where the meaning of the polar co-ordinates r and u is as shown in *Fig. 2*. The calculation of r and u is performed as follows (*Érdi, 1973*):

$$M = M_0 + \frac{2\pi}{T}(t - t_0)$$

$$E = M + \arctg \left(\frac{e \sin M}{1 - e \cos M} \right) - \arcsin \left(\frac{e^3 \sin^3 \left(M + \arctg \left(\frac{e \sin M}{1 - e \cos M} \right) \right)}{6 \sqrt{1 + e^2 - 2e \cos M}} \right)$$

$$r = a(1 - e \cos E)$$

$$u = \omega + 2 \arctg \left(\sqrt{\frac{1+e}{1-e}} \operatorname{tg} \frac{E}{2} \right)$$

Having determined the position of the satellite and knowing the mechanism of operation of its imagery and stabilization system, the following step is the geographical rectification of the data obtained by the satellite. Even though there are differences between the imagery and stabilization systems of the different satellites, the basic principles for the general solution of the problem are common.

2. Geographical rectification taking into account the oblate spheroid shape of the Earth

The visible and infrared images are usually prepared by linear scanning using a rotating mirror. During a full rotation the mirror scans a strip, on the Earth's surface. The movement of the satellite ensures the displacement of the strips and thereby the composition of the image. The scanning may be effected from horizon to horizon (NOAA 2-5) or with a constant angle of view (Meteor, TIROS N). In some systems so-called linearization is carried out within the observing system (TIROS N).

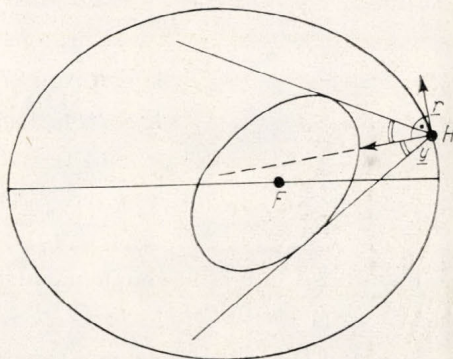


Fig. 3.: Situation of the stabilization axes in the orbital plane. The third (so-called "pitch") axis is perpendicular to the orbital plane

The satellite is stabilized around three axes which are perpendicular to each other. Stabilization is controlled by horizon sensors. For the easier understanding of the location of the axes let us consider Fig. 3. The satellite's orbital plane, which passes through the centre of mass of the Earth, cuts the Earth in an ellipse whose centre is at F . The shape of the Earth is approximated here by an oblate spheroid whose equation is

$$x^2 + y^2 + \frac{z^2}{l^2} = R_e^2,$$

where l is the Earth's polar flattening and R_e the equatorial radius. Using the equation of the orbital plane:

$$\sin i \sin \Omega x - \sin i \cos \Omega y + \cos i z = 0,$$

the above mentioned ellipse may be described as follows:

$$x^2(l^2 + \operatorname{tg}^2 i \sin^2 \Omega) + y^2(l^2 + \operatorname{tg}^2 i \cos^2 \Omega) - 2\operatorname{tg}^2 i \cos^2 \Omega \cdot \sin \Omega xy = R^2 l^2$$

The direction of the bisector of the angle between the tangents drawn from the satellite [i. e. from the point $H(x_0, y_0, z_0)$] to this ellipse gives the direction of the so-called "yaw" axis. This axis points approximately to the centre of mass of the Earth. (It would point there exactly if the Earth were spherical in shape.) The second axis, called "roll" axis, lies also in the orbital plane and is perpendicular to the "yaw" axis. Therefore, the "roll" axis coincides roughly with the velocity vector of the satellite. If the Earth were sphere-shaped and the orbit were circular, then the "roll" axis would really coincide with this velocity vector. The third, "pitch" axis is perpendicular to the other two axes and consequently also to the orbital plane (Schwalb, 1972). The

scanning takes place in the plane perpendicular to the "roll" axis. The equation of this plane is:

$$x + hy + jz + k = 0, \text{ where}$$

$$h = \frac{V_1 + x_0^2 V_4 - y_0^2 V_3}{V_2 + x_0^2 V_5 - 2x_0 y_0 V_3} \pm$$

$$\pm \frac{\sqrt{(V_1 + x_0^2 V_4 - y_0^2 V_3)^2 - (V_2 + x_0^2 V_5 - 2x_0 y_0 V_3)(-V_2 + 2x_0 y_0 V_4 - y_0^2 V_5)}}{V_2 + x_0^2 V_5 - 2x_0 y_0 V_3}$$

$$j = \operatorname{tgi} (h \cos \Omega - \sin \Omega),$$

$$k = -x_0 - hy_0 - jz_0, \text{ and}$$

$$V_1 = R_e^2 \operatorname{tg}^2 i (l^2 - 1) \cos 2\Omega,$$

$$V_2 = R_e^2 \operatorname{tg}^2 i (1 - l^2) \sin 2\Omega,$$

$$V_3 = (l^2 + \operatorname{tg}^2 i) (1 + \operatorname{tg}^2 i \cos^2 \Omega),$$

$$V_4 = (l^2 + \operatorname{tg}^2 i) (1 + \operatorname{tg}^2 i \sin^2 \Omega),$$

$$V_5 = (l^2 + \operatorname{tg}^2 i) \operatorname{tg}^2 i \sin 2\Omega$$

This plane also cuts the Earth in an ellipse whose equation is:

$$x^2(1 + l^2 j^2) + y^2(h^2 + l^2 j^2) + 2hxy + 2kx + 2hky + k^2 - R_e^2 l^2 j^2 = 0$$

It is an arc of this ellipse, namely the arc defined by the tangents drawn from the satellite to the ellipse, that is "seen" by the satellite during the scanning. (Satellites operating with a fixed angle of view "see" only a portion of this arc.) The following part of our paper deals with the method of calculating high-precision geographical grids and of superposing the grid onto the image. From the practical point of view, this operation is evidently of great importance.

3. Grid calculation

The reception of a satellite picture takes about 10 to 15 minutes. Within such a short period the elliptical orbit may be regarded as constant, but the orbital elements should be determined for a moment of time within the period of the reception. For calculating the grid, let us place an x' , y' rectangular coordinate system onto the picture. Let y' be the projection of the satellite orbit on the picture, i. e. the middle line of the picture. x' passes along a given time signal (t_k) for which the orbital elements have been calculated, y' is directly proportional with time, and the scale along this axis depends on the speed of imagery (c). A given time t within this time interval may thus be expressed in the form:

$$t = t_k + \frac{y'}{c}$$

This is necessary because our task in grid calculation consists in finding the intersection of a horizontal image line having a given co-ordinate y' with a given φ geographical latitude or λ geographical longitude. By changing y' with appropriately small step increments, we obtain the picture of the given φ latitude or λ longitude. With the aid of the formulas mentioned, we can determine the spatial position (x_0, y_0, z_0) of the satellite as well as the arc portion on the Earth scanned by the satellite, as a function of y' .

3.1. Calculation of latitude

To be able to represent the P intersection of a given horizontal straight y' on the picture with a given φ latitude, we have to calculate the x' image co-ordinate of this P point. As a first step, we determine the spatial rectangular co-ordinates of P :

$$z_P = \frac{\pm R_e l}{\sqrt{l^2 \operatorname{ctg}^2 \varphi + 1}}$$

$z_P > 0$, if $\varphi < 0$, $z_P < 0$, if $\varphi > 0$, and $z_P = 0$, if $\varphi = 0$.

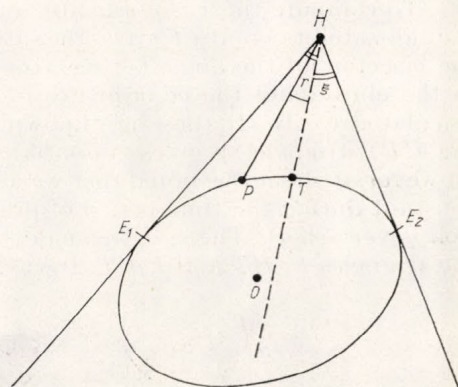


Fig. 4.: Deviation of the rotating mirror, and representation of the extreme deviation in the plane of scanning

Considering that P is on the Earth's surface and in the plane of scanning, we obtain the other two co-ordinates:

$$x_P = \frac{-l(jz_P + k) \pm h \sqrt{-z_P^2(1 + h^2 + l^2 j^2) - 2l^2 k j z_P + R_e^2 l^2(1 + h^2) - l^2 k^2}}{l(1 + h^3)}$$

$$y_P = -\frac{1}{h}(x_P + jz_P + k)$$

The further course of the computation is identical with that of the longitude, which is discussed below.

3.2. Calculation of longitude

For the drawing of a λ longitudinal circle it is necessary to know the angle between this longitudinal circle and the one (λ') traversing the first point of Aries at the time t belonging to the given y' .

$$\lambda' = \frac{\pi}{12} \left(\frac{\lambda}{15} + t_k + \frac{y'}{c} + s_0 \right),$$

where s_0 is the sidereal time on the day within question. For the calculation of co-ordinates of the P intersection so arising, we use again the preceding conditions as well as the equation:

$$\operatorname{tg} \lambda' = \frac{y_P}{x_P}$$

Then:

$$x_P = \frac{-k (1 + h \operatorname{tg} \lambda') \pm l j \sqrt{R_e^2 (1 + h \operatorname{tg} \lambda')^2 - (1 + \operatorname{tg}^2 \lambda') (k^2 - R_e^2 l^2 j^2)}}{(1 + h \operatorname{tg} \lambda')^2 + l^2 j^2 (1 + \operatorname{tg}^2 \lambda')}$$

$$y_P = x_P \operatorname{tg} \lambda'$$

$$z_P = -\frac{1}{j} (x_P + h y_P + k)$$

To compute the x' co-ordinate, let us consider *Fig. 4*. The co-ordinates of the sub-satellite point (T) (i. e. the satellite-side intersection of the ellipse with the bisector of the angle between the tangents drawn from the satellite (H) to the ellipse and the co-ordinates of the tangential points E_1 and E_2 can be calculated easily. If these are known, the γ angle may be determined from the HPT triangle. γ gives essentially the deviation of the rotating mirror. However, it should be noted that we assumed the position of the satellite to be constant during the time period of preparation of an image line, since this period is very short. The ξ extreme deviation can also be computed from one of the triangles E_1HT and E_2HT . In case of horizon-to-horizon scanning ξ essen-

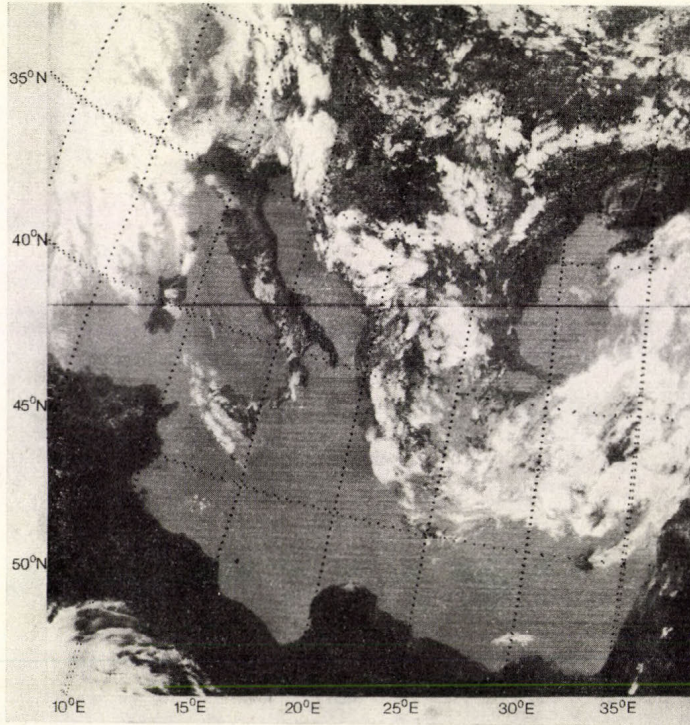


Fig. 5.: Grids superimposed by computer onto the TIROS N picture made at 14^h17^m00^s (local time) on 1 June 1979. The difference between the two grids is very small, deviations can be observed the edges of the picture only

tially coincides with the angle of view of the satellite, which is thus constantly changing. If the satellite prepares the images with a fixed angle of view, then this will be used in the further calculations (it will continue to be denoted by ξ). The rest of our task consists in establishing a relationship between x' and γ . In the absence of linearization, this relationship is determined by the laws of the scanning by the rotating mirror (Tánczer, 1977):

$$x' = \pm \frac{x'_k}{2} \frac{\operatorname{tg} \frac{\gamma}{2}}{\operatorname{tg} \frac{\xi}{2}},$$

where x'_k is the image width.

However, when linearization is carried out, a linear relationship exists between x' and γ , the coefficients of which are different in the different vertical strips of the picture. In this case we can superimpose the grid on the picture if x' is known. The method described above yields the grid calculated for a sphere-shaped Earth if $l=1$ and the grid calculated for a circular orbit if $e=0$. When dealing with a task that does not require a very great precision, some minor modifications have to be made to the program. This provides also an opportunity to compare the grids prepared on the different assumptions.

Of the two grids represented in *Fig. 5.*, one corresponds to circular orbit and sphere-shaped Earth, the other refers to elliptical orbit and oblate spheroid shaped Earth. It will be seen that the deviations are very strongly dependent on the altitude of the satellite orbit: They are greater for lower orbits and smaller for higher orbits.

Until recently, oscillations in the stabilization of the satellite were so great that the application of the method presented here would not have been justified. Stabilization techniques have, however, substantially improved for the latest satellites (and are expected to be further improved), so that the refinements described are of increasing practical importance.

REFERENCES

- Tánczer, T., (1977): Geographical rectification of radiation images, Meteorological Studies, No. 16, OMSZ, Budapest
 Érdi, B., (1973): Celestial mechanics, University lecture note, Budapest
 Schwalb, A., (1972): NOAA Technical Memorandum, NESS 35.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

The dynamics of hailstones

C. ZOLTÁN, *Hungarian Meteorological Service, 7811 Szalánta Pf. 1*

A jég szemek dinamikája. A vizsgálat a jég szemek mozgásának leírására irányult. A cél olyan eljárás kidolgozása volt, aminek segítségével a mozgás jellemzői az ún. „klasszikus” paraméterek (méret, sűrűség, és ellenállás-tényező) ismerete nélkül határozhatók meg. A tárgyalás leegyszerűsítése érdekében eltekintettünk az esés közben esetleg fellépő forgó-, és rezgőmozgásoktól, és figyelmen kívül hagytuk a felhajtóerő és a Föld forgásából származó erők hatását. Így sikerült olyan (B' és B'') paramétereket bevezetnünk, melyek egyértelműen meghatározzák a jég szemek pályáit. Az eredmény értékét az adja, hogy e paraméterek mérése lényegesen egyszerűbb, mint pl. az alakellenállási tényező; továbbá, hogy segítségével a földre érkező jég szem határsebessége könnyen számolható.

*

The dynamics of hailstones. In the paper the author deals with the description of the motion of hailstones. The aim of investigation was to elaborate a method, which permits us to determine the characteristics of the movement without the knowledge of the so called “classical” parameters (size, density and drag coefficient). In order to simplify the procedure, the rotation and oscillation, possibly appearing during the fall and the effects of the buoyant force and of forces connected with the rotation of the Earth, have been neglected. In such a way, we succeeded to introduce some B' and B'' parameters, which unambiguously determine the paths of the hailstones. The value of results lies in the facts that the measurements of these parameters are considerably easier than, for example, that of the drag coefficient; and that the terminal velocity of the hailstone at the ground surface can easily be calculated.

*

The quantitative treatment of the dynamics of hailstones in free fall is important in a series of both theoretical and practical problems of the physics of precipitation. Such, for example, are the formation of hailstone itself as a function of the interactions of micro-, and macrophysical conditions prevailing in the thunderstorm; the development of realistic one- (or more) dimensional hail cloud models; the evaluation of the physical efficiency of any hail suppression experiment, etc.

The state of motion of the hailstone falling towards the ground depends on some of its physical parameters and on the wind velocity (*Wirth, Zoltán, 1979*).

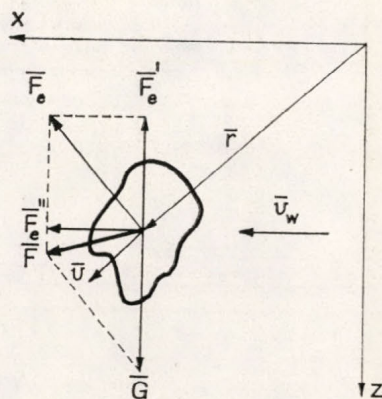
The classical parameters are the diameter (d) of the body, and its drag coefficient (c) (*Cornford, 1965*), (*List, Schemenauer, 1970*), (*Vittori, Caporiaco, 1959*), (*Prodi, 1970*). All of these could, in any given (ρ) density case, be measured only with difficulties and with certain errors; in addition, the errors may greatly influence the results because of the higher orders appearing in the equations.

Therefore, it is reasonable to elaborate an indirect method, by means of which both the number of parameters can be decreased, and the measurement itself can more easily be executed. In the following such a procedure will be presented.

The dynamics of hailstones

Let us examine the movement of a hailstone on the following simplifying conditions:

a) the stone does not rotate and its mass is constant. (According to our opinion the group of stones nonrotating and non-oscillating during the fall is



1. ábra: Az eső jég szemre ható erők vektorábrája.

Fig. 1: Vector diagram of forces acting on the hailstone

bigger than, or at least equivalent to, the group of spherical stones. On the basis of this statement we consider our description more general than the approximation in case of sphere.)

b) the forces, originating from the rotation of the Earth and the buoyant forces are neglected,

c) the drag is proportional with the square of relative velocity of the motion.

Now, the vector components of the forces operating on the hailstone can be constructed (Fig. 1.). The terms are: the force of gravity G , the quadratic resistance force of air \bar{F}_e , the vertical and horizontal components of \bar{F}_e (\bar{F}_e' and \bar{F}_e'' , respectively) the resultant force \bar{F} , the position vector \bar{r} , the velocity of the stone \bar{v} , and the wind velocity \bar{v}_w . Since the direction of resultant force \bar{F} changes continuously during the fall, it is reasonable to reduce the equation of motion into horizontal and vertical components:

$$\left. \begin{aligned} G - F'_e &= m\dot{v}_z \\ F''_e &= m\dot{v}_x \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Or, with the practical expressions of the forces:

$$\left. \begin{aligned} mg - \frac{1}{2} c' A' \rho_a v_z^2 &= m\dot{v}_z \\ \frac{1}{2} c'' A'' \rho_a (v_w - v_x)^2 &= m\dot{v}_x \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

where ρ_a : the air density, m : the mass of the stone, c' , c'' : the drag coefficients, A' , A'' , cross sectional areas which the hailstone presents to the vertical and horizontal flow, ρ density of the stone, and V is its volume.

Introducing a new parameter B , defined by

$$B = \frac{c}{2} \frac{A}{V} \frac{\rho_a}{\rho} \quad (3)$$

TABLE I — I. TÁBLÁZAT

Solutions of the equation of hailstone motion and the limits of solutions on given initial conditions

A jég szem mozgásegyenletének megoldásai és a megoldások határértékei adott kezdeti feltételek esetén

	$t=0$	t	$t \rightarrow \infty$
z	0	$\frac{1}{B'} \ln ch(\sqrt{B'gt})$	∞
v_z	0	$\sqrt{\frac{g}{B'}} th(\sqrt{B'gt})$	$\sqrt{\frac{g}{B'}}$
\dot{v}_z	g	$g(1 - th^2(\sqrt{B'gt}))$	0
x	0	$v_w t - \frac{1}{B''} \ln(1 + B''v_w t)$	∞
v	0	$v_w \left(1 - \frac{1}{1 + B''v_w t}\right)$	v_w
\dot{v}_x	$B''v_w^2$	$B''v_w^2 \left(\frac{1}{1 + B''v_w t}\right)^2$	0

our system of equations becomes simpler:

$$\left. \begin{aligned} g - B'v_z^2 &= \dot{v}_z \\ B''(v_w - v_x)^2 &= \dot{v}_x \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

It is seen from these equations that, with initial conditions $t=0$, $v=0$, v_z and v_x will not infinitely increase. Their limiting values are the following:

$$v_{z1} = \lim_{t \rightarrow \infty} v_z = \sqrt{\frac{B'}{g}} \quad (5)$$

$$v_{x1} = \lim_{t \rightarrow \infty} v_x = v_w$$

Unfortunately, the impact velocity of the hailstone can not be directly deduced from Eq. 5. Therefore, it is to be investigated first, whether the hailstone

has enough time and distance to reach (or approximate) its terminal velocity, or not. In analyzing this problem we have solved the system of equations (4) and present the results in *Table I*.

By means of the tabulated expressions, the conditions for a certain approximation of the v_{z_i} and v_{x_i} values can be set forth (*Table II.*). We have supposed that conditions a , b , and c are valid only below the cloud base, its average height is accepted to be at 500 meters.

TABLE II - II. TÁBLÁZAT

Conditions for approximations of the vertical and horizontal terminal velocities with 95%, 90% and 85% accuracies, at $t=0$, $\bar{r}=0$, $\bar{v}=0$ initial conditions, during fall from 500 m height

A vízszintes és függőleges határsebességek 95%, 90%, 85%-os megközelítésének feltételei, 500 m-es esés folyamán, $t=0$, $r=0$, $v=0$ kezdeti feltételek esetén

$\frac{v_z}{v_{z_i}} \geq 0,95 \leq \frac{v_x}{v_w}$	$\frac{v_z}{v_{z_i}} \geq 0,90 \leq \frac{v_x}{v_w}$	$\frac{v_z}{v_{z_i}} \geq 0,85 \leq \frac{v_x}{v_w}$
$B' \geq 0,0023$	$B' \geq 0,0017$	$B' \geq 0,0013$
$B'' \geq 1,57 \frac{1}{v_w}$	$B'' \geq 0,74 \frac{1}{v_w}$	$B'' \geq 0,41 \frac{1}{v_w}$

The unequalities in *Table II.* indicate only one part of the three-dimensional space of the classical hailstone parameters (ρ , c , d), but tell nothing about their exact values.

It is evident from the previous considerations that the knowledge of the B' and B'' parameter values is sufficient to describe the movement and to determine the impact velocity. In addition, applying these parameters the mathematical treatment becomes simpler. For these it is necessary to measure them in practice, for example, by means of dropping machine and wind channel. It is also an important result, that with the help of *Table I.* the determinations of B' and B'' can be traced back to simple distance and time measurements.

TABLE III - III. TÁBLÁZAT

The calculated values of B [1/m], in case of three hailstones with different effective diameters, as functions of ρ and c

Három különböző effektív átmérőjű jégszem számított B [1/m] értékei ρ [g/cm³] és c függvényében

ρ	d = 5 mm				d = 10 mm				d = 15 mm			
	0,2	0,4	0,6	0,8	0,2	0,4	0,6	0,8	0,2	0,4	0,6	0,8
0,2	0,185	0,092	0,062	0,046	0,092	0,046	0,031	0,023	0,062	0,031	0,021	0,015
0,4	0,369	0,185	0,123	0,092	0,185	0,092	0,062	0,046	0,123	0,062	0,041	0,031
0,6	0,554	0,277	0,185	0,138	0,277	0,138	0,092	0,069	0,185	0,092	0,062	0,046
0,8	0,738	0,369	0,246	0,185	0,369	0,185	0,123	0,092	0,246	0,123	0,082	0,062

In conclusion, *Table III.* is presented, which contains the calculated values of B in cases of different densities, drag coefficients and d "effective" diameters defined as:

$$d = \sqrt[3]{6m/\pi\rho},$$

where m : the mass of the stone.

REFERENCES

- Cornford, S. G.*, 1965.: Fall Speeds of Precipitation Elements. Q. J. R. M. S. 91.
List, R., - Schemenauer, 1970.: Free-fall Behavior of Planar Snow Crystals, Conical Graupel and Small Hail, J. Atm. Sci. 28. 110 - 115.
Prodi, F., 1970.: Measurements of Local Density in Artificial and Natural Hailstones. J. Appl. M., Vol. 9. 903 - 910.
Vittori, O. - Caporiacco, G. D. 1959.: The Density of Hailstones, NUBILA, Anno II - IV. 1.
Wirth, E. - Zollán, C. 1979.: The first experiences and results of measurements by hailpads and hailcubes in Hungary. National Conference on Cloud Physics and Cloud Modification, Nalchik, USSR.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

Klimatológiai módszer a területi párolgás számítására

ANTAL EMÁNUEL és KOZMÁNÉ TÓTH ERZSÉBET, OMSZ Központi Légekfizikai Intézete, Budapest,
Pf. 39. 1675

Climatological method for estimation of areal evaporation. This paper gives the synthesized evaluation of equations developed during the last fifteen years for the estimation of the evaporation by the Hungarian agrometeorologists. It is shown, that by means of areal averaging the values of plantconstant b , how the equation for actual evapotranspiration can be used to estimate the areal evaporation. The potential and actual evapotranspiration are estimated for the Great Hungarian Plain from the averages of climatic elements of the years 1901–1950, considering the irrigation and the agricultural water management require first of all new and exact meteorological information. On the basis of data of precipitation and areal evaporation the yearly sum of the runoff is estimated, which can be taken into account as water loss. To check the results, the data estimated for the index of aridity and runoff are compared with those published earlier by Szesztay and with the values of areal evaporation determined by formula (4) giving the evaporation as a function of the net radiation. It is demonstrated that evaporation data indicated on our map seem, to be better than earlier ones. The calculation process presented makes possible the estimation of the areal evaporation and runoff for other parts of Hungary.

*

Klimatológiai módszer a területi párolgás számítására. Tanulmányunkban az elmúlt 15 év során kidolgozott párolgászámítási egyenletek szintetizáló értékelését adtuk meg, s bemutattuk, hogy a b növénykonstans területi átlagolása révén hogyan használható föl a tényleges evapotranspiráció egyenlete a területi párolgás kiszámítására. A potenciális és a tényleges evapotranspirációt az éghajlati elemek 1901–1950. évi átlagaiból az Alföldre vezettük le, minthogy az öntözési és a mezőgazdasági vízgazdálkodási tervezések itt igénylik leginkább az újabb és pontosabb meteorológiai információkat. A csapadék és a területi párolgás adatainak birtokában meghatároztuk a felszíni lefolyás évi összegét is, amit a tervezések során mint veszteséget vesznek figyelembe. A számítások ellenőrzéséhez összevetettük egyrészt az itt bemutatott ariditási és lefolyási indexet a Szesztay által korábban számított értékekkel, másrészt a (4)-es formulával meghatározott területi párolgás értékeit az Alföldre érvényes sugárzási egyenlegből átszámított párolgási adatokkal. Az összehasonlítás szerint az itt közölt térképes párolgásadatok a korábbiaknál jobb becslésnek tekinthetők. A bemutatott számítási eljárás lehetővé teszi a dunántúli domság és az északi hegyvidék területi párolgásának, ill. a lefolyásra kerülő vízmennyiségnek a meghatározását is éghajlati adatokból.

*

1) Bevezetés

A Magyarország éghajlatát leíró monográfiákban és szakkönyvekben (Bacsó–Kakas–Takács, 1953; Bacsó, 1959) csakúgy, mint éghajlati atlaszunkban (Kakas, szerk., 1960) kevés térképet és számadatot találunk a területi párolgás tér- és időbeli eloszlásának megvilágítására. (A területi párolgást

úgy definiáljuk, mint valamely ahomogén terület átlagos párolgása. Amíg tehát egy adott növényállomány esetében evapotranspirációról beszélünk, addig egy adott mezőgazdasági üzem, vagy öntözőfűrt, esetleg táj, vagy vízgyűjtő terület térbeli átlagos párolgása területi párolgásnak nevezhető. Ebben integrálva egyaránt megtalálható a szabad vízfelszín és a csupasz talaj evaporációja, illetve a különböző növényvel borított területek evapotranspirációja.) Kétségtelen tény viszont hogy valamely hely vagy táj éghajlati rajzához szorosan hozzátartozik a természetes tájak és a mezőgazdaságilag művelt területek párolgási vízveszteségének ismerete.

A területi párolgás jellemzőinek megismerésére nemcsak a klimatográfia és klimatológia tart igényt, hanem a geográfia, a geológia és a hidrológia is. Számszerű értékének becslése azonban nem kis gondot okoz a kutatóknak, lévén integrált érték. Minél kisebb területre, s minél rövidebb időszakra vonatkoztatjuk a területi párolgást, annál bonyolultabb számítási módszerek szükségesek. Míg korábban nagy területekre (pl. a Duna vízgyűjtőjére, a Kárpát-medencére) határozták meg a területi párolgás sokévi átlagos összegét, addig napjainkban a vízgazdálkodási gyakorlat már a havi értékeket is igényli, mégpedig kis területekre (öntözőfűrtre, gazdaságra, részvízgyűjtőre stb.). Világos, hogy a kétféle érték számításához *alapjaiban eltérő* módszerre van szükség.

A területi párolgás számszerű értékét hazánkban *Berkes* (1946) határozta meg első ízben. Számításait a Kárpát-medence területére, ezen belül részletezve a Balaton vízgyűjtőjére, s még további néhány nagyobb földrajzi tájra végezte el. A terület vízháztartási egyenletéből levezetett párolgás értékét a felszín sugárzási és hőháztartási egyenlegéből származtatott területi párolgással ellenőrizte. A vízháztartási és hőháztartási módszerrel általa levezetett 550–600 mm területi párolgás értékei ma is elfogadhatók, pedig ténylegesen mért párolgásadatok akkor még nem álltak rendelkezésére a származtatott értékek ellenőrzéséhez.

Berkes munkáját követően több mint 10 esztendő telt el, amikor is a területi párolgást *Szesztay* (1958) is meghatározta ugyancsak a Kárpát-medencére. Tanulmányában *Thornthwaite-Mather* (1955) számítási eljárást alkalmazta. A területi párolgást az *adott térszín tényleges evapotranspirációjaként* definiálta (vagyis nem táblára, nem adott növényállományra, hanem átlagos területre vonatkoztatta).

Az ötvenes évek végén a Thornthwaite-módszerrel számított párolgásadatokot *Szepesiné* (1959a, 1959b, 1963) hazai talajnedvesség-mérésekkel ellenőrizte, majd e vizsgálatok pozitív eredményeitől ösztönözve került kidolgozásra a potenciális és a tényleges evapotranspiráció, a vízfőlösleg, a lefolyás és a talajnedvesség-készlet *térbeli eloszlása* Magyarországon, ill. a Kárpát-medencében az 1901–1950 közötti klimatológiai átlagok alapján (*Kakas, Szepesiné*, 1963; *Szepesiné* 1966a).

A potenciális és a tényleges evapotranspiráció *időbeli változékonyságát* hazánkban *Szepesiné* (1968) elemezte első ízben a martonvásári agrometeorológiai állomáson 1951–1967 között mért meteorológiai adatok alapján. A részletekbe menő vizsgálatok során a fenti időszakra naponként került meghatározásra a gyökérszóna vízmérlegének mindegyik összetevője a korábban említett Thornthwaite-módszerrel.

Az evapotranspiráció számítására kidolgozott módszereket kezdetben a különböző növényállományok *vízfogyasztásának* meghatározására alkalmazták eredményesen (*Antal, Erdős*, 1966; *Szepesiné*, 1966b), majd az *öntözési ter-*

vek megalapozásához használták, minthogy azok alkalmasnak bizonyultak a potenciális és a tényleges evapotranspiráció, valamint az éghajlati vízhiány, azaz az öntözővízigény empirikus eloszlásfüggvényeinek a meghatározására (Antal, 1969).

A hazai evapotranspirációs mérések és számítások első eredményeiről a „Balaton éghajlata” (szerkesztő: Béll B. és Takács L. 1974) című kiadvány 3. fejezetében találunk átfogó értékelést.

E kezdeti lépéseket követően került sor 1963-ban Szarvason egy olyan agrometeorológiai bázisállomás kiépítésére, ahol kompenzációs evapotranspirométerekkel határozhattuk meg az *optimális* és a *potenciális evapotranspirációt* (Antal, 1965a, 1965b). E méréseket széleskörű meteorológiai megfigyelések, valamint sugárzás-, hő- és vízháztartás vizsgálatok egészítették ki. A bázisállomás feladata volt egyrészt a különböző növényállományok potenciális evapotranspirációjának meghatározása közvetlen mérések útján (Antal, 1966), másrészt a mért adatokból a párolgás számítására olyan empirikus formulák levezetése, amelyek elsősorban meteorológiai adatokra támaszkodnak, de tartalmazzák a talajnedvesség jellemzőket csakúgy, mint a felszint borító növényzet fejlettségi állapotát (Antal, 1968a, 1968b). A *Thorntwaite-Mather*-típusú 4 m²-es *kompenzációs evapotranspirométerekkel* számos növénykultúra vízigényét határoztuk meg. Részletesen foglalkoztunk a burgonya, a kukorica, a lucerna stb. növényállomány tényleges, optimális és potenciális evapotranspirációjával (ld. Antal, Endrődi, 1972; Antal, Posza, Tóth, 1972; Tóth, 1973).

Tanulmányunk a többévi kísérleti eredményeken alapuló *számítási módszer alkalmazásának módját* mutatja be a területi párolgás éghajlati számértékeinek becslésére, átlagos növénytakaró esetében, a lefolyási viszonyok és a növénykultúrák szempontjából közelítőleg homogénnek tekinthető Alföldön.

2) A számítások módszere és anyaga

A potenciális és a tényleges evapotranspiráció empirikus számítási módszereinek kidolgozásához az Alföldön (Szarvason) 1963 óta folyó evapotranspirométeres, illetve hő- és vízháztartás mérések adatai adtak lehetőséget. A *potenciális evapotranspirációt* hazai viszonyokra leíró összefüggést Antal (1968b) dolgozta ki az „A” kád adatainak, a nedves talajfelszín és a nedves fűfelszín potenciális párolgása (liziméteres mérések), valamint a meteorológiai elemek közötti regresszió-analízis eredményeinek figyelembevételével:

$$PE = 0,74 (e_s - e)^{0,7} (1 + \alpha t)^{4,8}, \text{ mm/nap} \quad (1)$$

illetve, ha a páranomás helyett a relatív nedvességadat áll rendelkezésünkre, akkor

$$PE = 0,74 [e_s (1 - r)]^{0,7} (1 + \alpha t)^{4,8}, \text{ mm/nap} \quad (2)$$

ahol e_s : a léghőmérséklethez tartozó telítési páranomás napi közepe (mb-ban),

e : a levegő tényleges páranomása a hőmérőházban (mb-ban),

$e_s - e$: a telítési hiány napi közepe (mb) a 2 m-es szintben,

r : a relatív nedvesség napi közepe az egység tizedeiben (pl. 86% = 0,86),

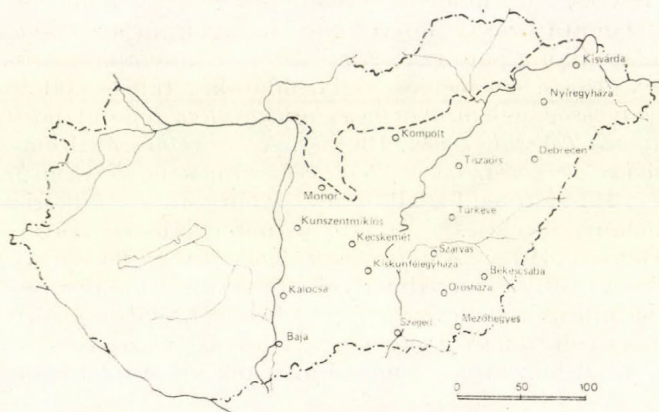
t : a léghőmérséklet napi közepe (C°) a 2 m-es szintben,

α : 1/273.

Klimatológiai jellemzésre a PE havi értéke kiszámítható úgy, hogy az (1) formulában a meteorológiai elemek havi közepeit helyettesítjük be, és a kapott eredményt megszorozzuk a hónap napjainak a számával.

A *tényleges evapotranspiráció* (ET_a) számítási módszerének kidolgozásakor a potenciális evapotranspiráció fogalmából indultunk ki (Antal, 1968a) feltételezve, hogy a vízkapacitásig telített talaj esetében fennáll a $PE = ET_a$ egyenlőség. A gyökérszóna fokozatos kiszáradásakor a *tényleges evapotranspiráció* egyre inkább a potenciális érték alatt marad, és csökkenésének mértékét a talaj *tényleges nedvességkészletét* jellemző paraméter (w), valamint a növénytakaró fajtája, fejlettségi állapota (b) szabja meg. A *tényleges evapotranspiráció* így tehát függvénye a talajnedvességnek, valamint a növény biológiai tulajdonságainak, és arányos a potenciális evapotranspirációval, vagyis

$$ET_a = PE f(w, b) \quad (3)$$



1. ábra: A területi párolgás számításához felhasznált meteorológiai állomások

A talajnedvességet jellemző w paramétert úgy kellett megválasztanunk, hogy a holtvíz tartalmáig (WP) kiszáradt talaj esetén a párolgás nulla legyen, vízkapacitásnyi (FC) nedvességtartalom esetén pedig fennálljon az $ET_a = PE$ egyenlőség. E három feltételt kielégíti az

$$ET_a = \frac{w+b}{1+b} w PE \text{ mm/nap} \quad (4)$$

összefüggés, ahol a

$$\frac{w+b}{1+b} w = f(w, b) \quad (5)$$

összefüggés a talaj könnyen felhasználható nedvességkészletének és a növény vízigényét jellemző biológiai tényezőnek a *tényleges evapotranspirációra* gyakorolt együttes hatását tükrözi.

A talajnedvességet jellemző paramétert (w) korábban a

$$w = \frac{SM - WP}{FC - WP} = \frac{AW}{AW_m} \quad (6)$$

egyenlettel definiáltuk (Antal, 1968a), ahol,

SM a gyökérszóna *tényleges vízkészlete*,

AW a *tényleges hasznosítható vízkészlet*,

AW_m a *maximálisan felhasználható vízkészlet*.

A b értékeit evapotranspirométeres kísérletek alapján határozták meg (Antal, Posza, 1970) a csupasz talaj párolgásának és a különböző növénykultúrák vízszükségletének (ET_{opt}) 10 évi mérése alapján. Formulában kifejezve

$$b = \frac{ET_{opt} - E}{ET_{max} - E} \quad (7)$$

ahol E a csupasz talaj sokévi átlagos napi evaporációja a vetés idején,
 ET_{opt} az adott növényállomány dekádonként meghatározott napi vízszükséglete, vagy optimális evapotranspirációja,
 ET_{max} a növényállomány maximális napi vízszükséglete sokévi átlagban, ami a vegetáció során előfordul.

Az Alföld területi párolgásának vizsgálatához 17 meteorológiai állomás (I. ábra) megfigyeléseit használtuk fel az 1901–1950. évi időszakból. A potenciális evapotranspirációnak az (1), ill. (2) formulával történő kiszámításához az alapanyagot tehát a havi középhőmérséklet (t), az ehhez tartozó telítési párányomás (e_s), valamint a tényleges párányomás (e) vagy a relatív nedvesség (r) havi közepe szolgáltatta.

A munka során felvetődött a kérdés, milyen hibát követünk el, ha a PE 50 évi közepét a sokévi átlagos t és e értékekből számítjuk ki, ahelyett, hogy előbb minden egyes hónapra kiszámítanánk a PE értékét, és ezután közepelnénk 50 évre. E kérdés eldöntésére Debrecen állomásra meghatároztuk a PE -t az 50 év mindegyik hónapjára és az I. táblázatban bemutatjuk ezen adatok átlagait (PE^*), valamint a hőmérséklet és a párányomás 50 évi közepeiből kiszámított PE értékeket.

I. TÁBLÁZAT

A potenciális evapotranspiráció átlagos havi, évi és nyári összegei Debrecenben (1901–1950), mm

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év	IV–IX.
PE^*	11	17	41	70	107	118	143	132	85	48	24	12	808	655
PE	13	20	43	71	100	111	135	129	84	53	26	8	793	630

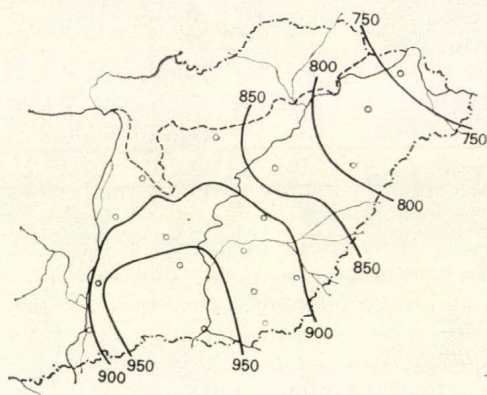
Az összehasonlítás eredménye szerint a kétféle módon kiszámított potenciális evapotranspiráció évi és az intenzív párolgási időszakot jelentő nyári félév összegeiben a különbség (a PE^* százalékában kifejezve) nem haladja meg a 4%-ot. A havi összegekben az eltérés a téli hónapokban nagyobb, míg a nyári hónapokban a különbség a 6%-ot nem haladja meg.

A fentiek ismeretében az átlagos területi párolgás meghatározásakor az 50 évi középértékekkel dolgoztunk. A tényleges evapotranspirációt megadó (4) formulához a PE értékek mellett szükségünk volt a talajnedvességet jellemző w és a biológiai paraméter (b) ismeretére is.

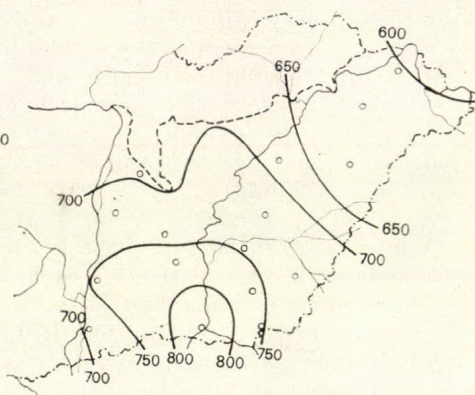
A talajnedvességnek a párolgásra gyakorolt hatását illetően különbséget tettünk egyes talajfajták között. A w kiszámításakor a következőképpen jártunk el: Magyarország talajterképe alapján megállapítottuk minden egyes állomás környezetében a talaj típusát, majd a talaj vízgazdálkodása szempontjából adódó hasonlóságuk alapján három fő csoportba soroltuk őket:

- a) öntés és réti talaj,
- b) mezősegi vályogtalaj,
- c) homoktalaj.

A talajtani szakirodalomban található adatok (*Di Gleria, Klimes-Szmik, Dvoracek, 1957*), valamint a meteorológiai állomásokon végzett talajnedvesség-mérések alapján megállapítottuk az említett három fő talajtípus vízkapacitását és holtvíz tartalmát az egy méteres fedőrétegben. Számításaink során, — mivel az induló vízkészletre vonatkozóan mért adataink nem voltak, a szarvasi szántóföldi méréseink, ill. a meteorológiai szolgálat hálózatában 1951 óta folyó talajnedvesség-mérések alapján —, feltételeztük, hogy március végén sokévi átlagban a talaj felső 1 méteres rétege az *a* és *b* típusú talaj a vízkapaci-



2. ábra : A potenciális evapotranspiráció (1-es formula szerint) évi összegének területi eloszlása az Alföldön (mm/év, 1901 – 1950. közötti átlag)



3. ábra : A potenciális evapotranspiráció területi eloszlása a tenyészidőszakban (mm/6 hónap, 1-es formula, 1901 – 1950 közötti átlag)

tás 95%-áig, *a* c talaj pedig 90%-áig van feltöltve a tél folyamán lehullott csapadékból.

A vízháztartási számításokba bevont rétegvastagságot a növénytakaró fejlettségétől függően egy korábbi vizsgálatunk alapján (*Antal, 1972*) hónap-ról-hónapra változtattuk a gyökérszóna kiterjedésének megfelelően. Így, átlagos növénytakarót véve, a *w* meghatározásához figyelembevett rétegvastagság cm-ben kifejezve a következő volt:

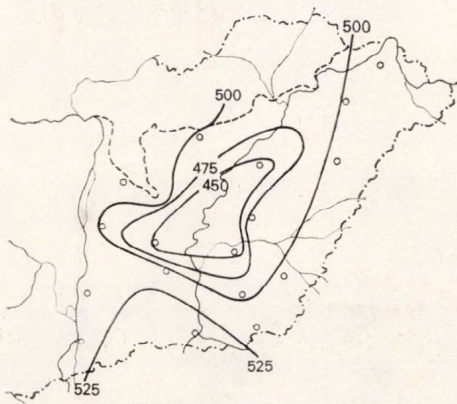
J	F	M	Á	M	J	J	A	Sz	O	N	D
30	30	30	40	50	75	100	75	50	30	30	30

A *b* biológiai paraméter értékeit *Antal* és *Posza* (1970) az evapotranspirométeres állomásokon folyó kísérletek alapján kukoricára, burgonyára, cukorrépára, lucernára, zabra és legelőgyepre határozta meg. Átlagos felszínre az alföldi vetésterület növényfajonkénti megoszlásának figyelembevételével súlyozott, átlagolt értékek képezték a jelen dolgozatban használt területi átlagos *b* érték becslésének menetét a vegetációs időszakban. Az alábbi területi *b* értékekkel dolgoztunk:

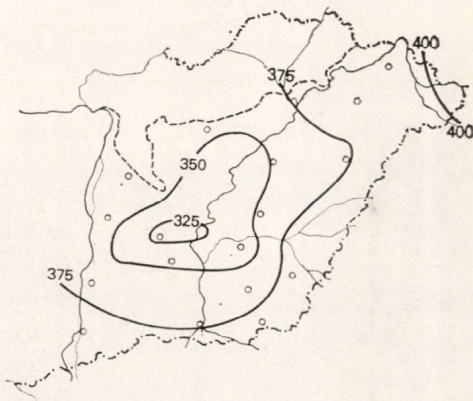
Ápr.	Május	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.
$b = 0,11$	0,38	0,70	0,82	0,52	0,30

Mint korábban említettük, az átlagos területi párolgás vizsgálatára Alföldünk túlnyomóan mezőgazdasági művelés alá vont területét választottuk, amelyet a $\lambda = 19^\circ - 23^\circ$ keleti hosszúság és a $\varphi = 46^\circ - 48^\circ$ északi szélesség határol.

A figyelembe vett állomások tengerszint fölötti magassága 80 és 136 m között változik. Ezen, a Magyarország területének mintegy a felét kitevő tájon a közepes évi csapadék 500–600 mm közötti, az évi középhőmérséklet pedig 10–11 C°-ra tehető. A fentiek ismeretében kíséreltük meg 17 meteorológiai



4. ábra: A területi párolgás évi összege az Alföldön (mm/év, 4-es formula szerint, 1901–1950)



5. ábra: A területi párolgás térbeli eloszlása a tenyészidőszakban a 4-es formula szerint (mm/6 hónap, 1901–1950)

állomás adataiból a hazai párolgászámítási modellel meghatározott PE -nek és az ET_a -nak a területi általánosítását térképes formában.

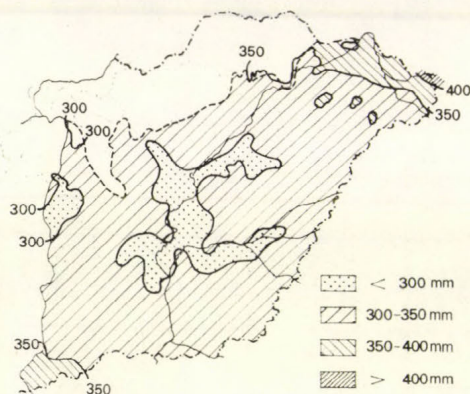
3. Eredmények

A potenciális evapotranspiráció évi és nyári félévi (áprilistól szeptemberig) összegeinek a területi eloszlását a 2. és a 3. ábrán mutatjuk be. Az izovonalakon belül számokkal kiírt területi PE értékeket az izovonalakon belül elhelyezkedő állomások adatainak súlyozott számtani közepelésével állítottuk elő.

A területre kiszámított évi, illetve nyári félévi potenciális evapotranspiráció jelentősen meghaladja a csapadékból származó vízbevételt. Nagysága a déli, gazdagabb hőellátottságú tájakról fokozatosan csökken észak, illetve északkeleti irányban, s mintegy 200 mm a különbség az évi és a nyári félévi PE értékekben az Alföld déli és északkeleti területei között. Ugyanezen területen a *Thornthwaite-módszerrel* számított érték mindössze 50 mm különbséget mutat (Kakas, Szepesiné 1963). A (4) formulával kiszámított területi párolgás már közel sem jelez olyan térbeli változékonyságot, mint a PE értékek. Az ET_a évi és nyári félévi összegeinek területi eloszlása (4. és 5. ábra) egyaránt arra utal, hogy a legkisebb a párolgás a legrosszabb csapadékelátottságú tájakon. Évi összegben a tényleges párolgási veszteséget fedezi a lehullott csapadék, a nyári félévben (6. ábra) azonban alig kompenzálja a vízmérlegben a bevételi tag (C = csapadék) a kiadási (ET_a) tagot, még akkor sem, ha a lefolyási tényezővel egyáltalán nem is számolnánk.

Az Alföldre megállapított potenciális evapotranspiráció és a területi párolgás értékek felhasználását az a rendelkezésre álló csapadékadatokkal együtt az ott levő hidroklimatikus viszonyok jellemzésére is megkíséreltük.

Mint ismeretes, az éghajlati vízmérleg fontos jellemzője a térszínre hullott sokévi átlagos csapadéknak (C) a vízfolyásokban lefolyó hányada (D), illetve a lefolyási tényező:

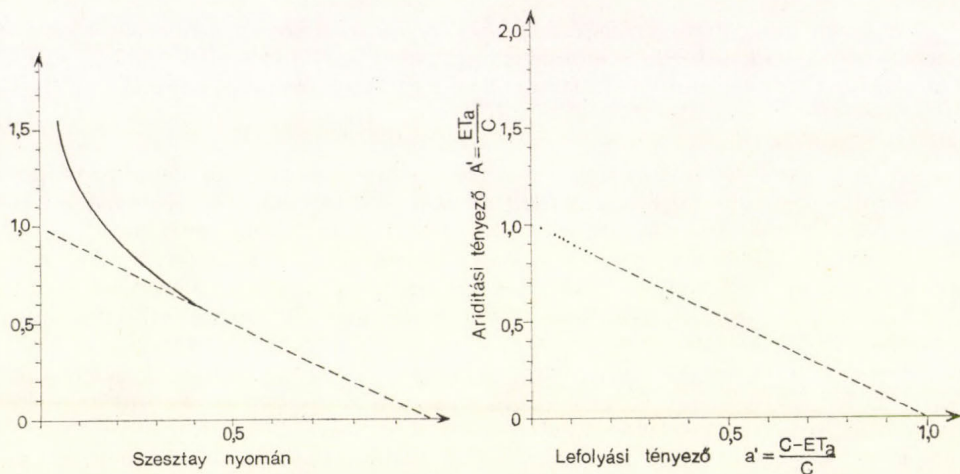


6. ábra: A csapadék 50 évi átlaga az Alföldön a tenyészidőszakban (Magyarország Éghajlati Atlasza nyomán)

$$a = \frac{D}{C} \quad (8)$$

Azokon a területeken, ahol a csapadék felülmúlja a potenciális párolgást, azaz a talaj mindig tartalmaz annyi nedvességet, amennyi a levegő párolgató képessége számára elegendő, ott a felszíni lefolyásra kerülő összeg

$$D = C - PE. \quad (9)$$

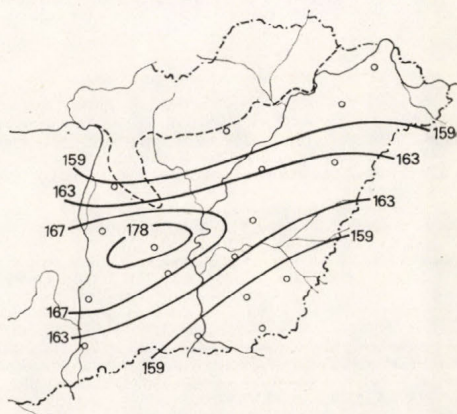


7. ábra: A felszíni lefolyási tényező és az ariditási index kapcsolata Szesztay nyomán (7/1-es ábra rész), és számításaink szerint (7/2-es ábrarész)

Ha az összefüggés minden tagját elosztjuk a csapadékkal, akkor kapjuk az

$$a = 1 - A \quad (10)$$

összefüggést, ahol az A -t ariditási indexnek nevezzük. Amint azonban rámutattunk, az Alföldön a csapadék összege lényegesen a potenciális párolgásé alatt marad, s így a lefolyást a lehullott csapadék és a területi párolgás (tényle-



8. ábra: A sugárzási egyenleg évi összege az Alföldön $1 \cdot 10^3$ /év-ben

ges evapotranspiráció) különbségeként kaphatjuk az alábbi összefüggéssel:

$$D' = C - ET_a \quad (11)$$

Ebből ugyancsak a csapadékkal való osztás után

$$a' = 1 - A'$$

A tárgyalt területen a D' sokévi átlagos értéke 55 mm-nek adódott, ami 10%-os lefolyási tényezőnek felel meg. Ezen belül 15%-ra tehető az a' értéke az Alföld északkeleti, és 2–8%-ra a csapadékban szegényebb középső tájain.

A 7. ábrán feltüntettük a lefolyási tényező és az ariditási tényező kapcsolatát. Itt ariditási tényezőként az ET_a/C hányadost használtuk a 17 állomásra kiszámított ET -értékek, valamint a rendelkezésre álló 50 évi csapadékátlagok birtokában.

Az ariditási tényező Alföldünkön átlagosan 0,90-nek adódott, s ezen belül 0,98 és 0,84 között ingadozott. Ha ariditási tényezőként a PE/C hányadost tekintjük, s feltüntetjük a Szeszty (1963) által szerkesztett 7/1-ábrán, akkor a kapott (pontok a 7/2. ábrarészen látható módon helyezkednek el.

A 10) formulával nyert értéktől való eltérés nyilvánvalóan abból ered, hogy a tényleges párolgás kisebb a lehetségesnél, vagyis a lefolyási tényező az éghajlati adatokból, azaz a potenciális evapotranspirációból számíthatónál nagyobb.

A becslések ellenőrzéseként a sugárzási egyenleg átlagos évi összegeit (8. ábra), valamint a (4) formulával becsült területi párolgásnak a latens hővel beszorzott értékeit figyelembe véve azt kaptuk, hogy a $159 \cdot 10^3 - 172 \cdot 10^3$ I/év ($38 - 41$ Kcal/cm² év) mennyiségű sugárzási egyenlegből a vizsgált területen $113 \cdot 10^3 - 130 \cdot 10^3$ I ($27 - 31$ Kcal), azaz mintegy 76% fordítódik párolgásra és $29 \cdot 10^3 - 50 \cdot 10^3$ I-t ($7 - 12$ Kcal - t), azaz átlagban 24%-ot tesz ki a levegő hőforgalma, ha a talaj hőforgalmát évi összegben szokásosan nullának vesszük.

Ezek az eredmények megegyeznek *Bacsó* (1959) korábbi megállapításai-
val, miszerint Magyarországon sokévi átlagban a felszín sugárzásegyenlegéből
mintegy 3/4 rész párolgásra fordítódik, 1/4 rész pedig a fölfelé irányuló konvek-
tív hőáramlás révén megy veszendőbe. A talajba hővezetéssel távozó energia
(a nyári félévben), illetve a talajból hővezetéssel a felszín felé irányuló energia
(a téli félévben) a hőháztartásban csekély súllyal vesz részt, s évi összege érte-
lemszerűen zérus, mivel sokévi átlagban a talaj hőmérsékletének sem egyirányú
növekedése, sem pedig egyirányú csökkenése nem mutatható ki.

IRODALOM

- Antal E.* (1959): A természetes felszín evapotranspirációja a Balaton térségében. *Időjárás*, 63. évf. 2. sz. 85–93. o.
- Antal E.* (1961): Levendulaállomány evapotranspirációjának kiszámítása turbulens diffúziós módszerrel. *Beszámoló az 1960-ban...*, OMI Hiv. Kiadv. XXIV. kötet, 184–193. o.
- Antal E.* (1962a): Az evapotranspiráció meghatározása. *Beszámoló az 1961-ben...*, OMI Hiv. Kiadv. XXV. kötet 181–152. o.
- Antal E.* (1962b): Energiaháztartás-mérések a Tihanyi-félszigeten. *Időjárás*, 65. évf. 1. sz. 40–46. o.
- Antal E.* (1962c): Módszerek a Balaton párolgásának kiszámítására. *Beszámoló az 1961-ben...*, OMI Hiv. Kiadv. XXV. kötet, 154–160. o.
- Antal E.* (1965a): Az öntözéssel kapcsolatos hő- és vízháztartás-mérések és várható eredményei. *Beszámoló az 1964-ben...* OMI Hiv. Kiadv. XXVIII. kötet, 46–59. o.
- Antal E.* (1965b): A kukorica és a lucernaállomány maximális vízfogyasztásának mérése. *Beszámoló az 1964-ben...* OMI Hiv. Kiadv., XXVIII. kötet, 60–65. o.
- Antal E.* (1966): Egyes mezőgazdasági növényállományok potenciális evapotranspirációja. *Öntözéses Gazdálkodás*, Vol. IV. No. 1., 69–86. o.
- Antal E.* (1968): Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés*, MTA Budapest.
- Antal E.* (1968b): Új módszer a potenciális evapotranspiráció számítására. *Beszámoló az 1967-ben...*, OMI Hiv. Kiadv. XXXIV. kötet, 414–423. o.
- Antal E.* (1969): Az öntözéses gazdálkodás hidrometeorológiai kérdései a Kisalföldön. *A Kisalföld agromet. és öntözésmet. kérdései*. MMT kiadványa, 103–130. o. Bp.
- Antal E.* (1972): Meteorológiai modell az öntözési időpont előrejelzésére. *Beszámoló az 1969-ben...* OMSz Hiv. Kiadv. XXXVI. kötet, 162–173. o.
- Antal E. – Endrődi G.* (1972): A burgonya vizigénye és öntözővízszükséglete. *Időjárás*, 76. évf. 4. sz. 223–233. o.
- Antal E. – Erdős L.* (1966): Az öntözéses gazdálkodás agrometeorológiai kérdései. *Az önt. gazd. agromet. kérdései a Tiszántúlon*. MMT kiadványa 27–35. o. Bp.
- Antal E. – Posza I.* (1970): A különböző növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. *Beszámoló az 1968-ban...*, OMI Hiv. Kiadv. XXXV. kötet, 452–460. o.
- Antal E. – Posza I. – Tóth E.* (1972): A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai. *Időjárás*, 76. évf. 5–6. sz. 302–313. o.
- Bacsó N.* (1959): Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest, 302. o.
- Bacsó N. – Kakas J. – Takács L.* (1953): Magyarország éghajlata. OMI Hiv. Kiadv., XVII. kötet, Budapest.
- Berkes Z.* (1946): A Kárpát-medence vízháztartása. *Időjárás*, 50. évfolyam 1–8. sz. 5–13. o.
- Béll B. – Takács L.* (szerk. 1974): *A Balaton éghajlata*. 3. fejezet Hő- és vízháztartás a Balaton térségében. OMSz. Hiv. Kiadv. XL. kötet, Budapest, 187–273. o.
- Di Gleria J., Klimes Szék A., Dvoracek M.* (1957): *Talajfizika és talajkolloidika*. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Kakas J.* (szerk. 1960): *Magyarország éghajlati Atlasza*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 8–46. o.
- Kakas J. – Szepesiné Lőrincz A.* (1963): Éghajlatunk vízháztartási kérdései. *Időjárás*, 67. évf. 2. sz. 75–85. o.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1959a): A talajnedvesség-tartalom napi értékeinek meghatározása éghajlati adatok alapján. *Időjárás*, 63. évf. 1. sz. 7–18. o.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1959b): A Wild-műszer párolgásadatai és a Thornthwaite-módszerrel számított potenciális és tényleges evapotranspiráció. *Időjárás*, 63. évf. 6. sz. 361–364. o.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1963): Aszályos időszakok és a talaj nedvességekészlete. *Beszámoló az 1962-ben...*, OMI Hiv. Kiadv. XXVI. kötet, 248–255. o.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1966a): A Kárpát-medence hidroklimájának jellemzői. *Beszámoló az 1965-ben...*, OMI Hiv. Kiadv. XXIX. kötet II. rész, 80–114. o.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1966b): A Tiszántúl déli vidékének éghajlata. *Az önt. gazd. agromet. kérdései a Tiszántúlon*, MMT Kiadvány 7–26. o. Bp.
- Szepesiné Lőrincz A.* (1968): A folyamatos napi vízmérlegszámítás eredményei. *Beszámoló az 1967-ben...*, OMI. Hiv. Kiadv. XXXIV. kötet, 397–400. o.
- Szesztay K.* (1958): Estimation of the water balance of catchment areas in Hungary. *Időjárás*, 62. évf. 6. sz. 313–328. o.
- Szesztay K.* (1963): Adatok a Kárpát-medence víz- és hőháztartásához. *Akadémiai Kiadó*, Budapest.
- Thornthwaite, C. W. and Mather, I. R.* (1955): The water balance. *Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology*. Vol. VIII. No. 1. Centerton, New Jersey, pp. 104.
- Tóth E.* (1973): The heat balance of alfalfa as related to its irrigation water requirement. *Acta Agronomica Acad. Sci Hungaricae*, pp. 405–414.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

Városi hősziget-cirkuláció numerikus modellezése I.

F. IVÁNYI ZSUZSANNA, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest, Pf. 38. 1525

A numerical model of the urban heat island circulation I. A two-dimensional non-steady numerical model is presented for the study of the urban heat island circulation induced by the varying anthropogenic heat, evaporability and roughness of a city of medium size. The model includes the diurnal variation of the insolation and the turbulent heat transfer near the surface. Three layers are assumed: a soil layer, a constant-flux layer and a transition layer. The energy balance equation at the air-earth interface is used for the calculation of the surface temperature. The *Monin-Obukhov* similarity theory is applied in the constant-flux layer. In the transition layer the equations of motion, state, continuity and heat transport are solved. The spatial and diurnal variation of eddy exchange coefficients are also determined.

*

Városi hősziget-cirkuláció numerikus modellezése I. Egy kétdimenziós, nem-stacionárius, a városi hősziget-cirkuláció jelenségét leíró dinamikai modell kerül bemutatásra, amely a felszín közelében lejátszódó energetikai változásokat is tartalmazza. A modellt három réteg alkotja: a felszín alatti réteg, a felszín közeli légréteg és az átmeneti réteg. A felszíni hőmérséklet számítása a légkör felszín határára vonatkozó energia-egyenleg alapján történik. A városi felszín hatását a felszíni érdesség, a párologtató képesség és az antropogén hő megadásával vesszük figyelembe. A felszín közeli légrétegben a turbulens kicserélődési együtthatót a *Monin-Obukhov* hasonlósági elmélet alapján határozzuk meg. Az átmeneti rétegben a hidrodinamikai mozgásegyenletek, a hidrosztatikai, a kontinuitási és a termodinamikai egyenletek kerülnek megoldásra. A turbulens átvitelt jellemző vertikális diffúziós együttható tér- és időbeli változását is figyelembe vesszük.

*

I. Bevezetés

Tanulmányunkban a planetáris határréteg alsó része hőmérsékleti és áramlási mezejének tanulmányozására szolgáló dinamikai modell leírását adjuk meg. A modell megalkotásánál és az egyenletrendszer megválasztásánál az a szempont vezérelt, hogy a modell tartalmazza azt a hatást, amelyet az emberi tevékenység által megváltoztatott környezet a légkör alsó részére kifejti.

A városi hősziget jelenségét — amely szerint a városi felszín hőmérséklete magasabb, mint a külterületé —, több mint száz évvel ezelőtt fedezték fel. Azóta az urbanizáció folyamata és ezzel egyidejűleg a természetes környezet megváltoztatása világszerte egyre nagyobb méreteket ölt. Ez előbb-utóbb ahhoz vezet, hogy a városi hősziget hatása már nemcsak lokálisan érvényesül, hanem módosítani fogja az egész planetáris határréteg áramlási viszonyait. A város felett kialakuló önálló cirkulációs cella megismerése mindenképp a városi légszennyeződés vizsgálatához szükséges. A lokálisan indukált mezo-skálájú hatások pontos ismerete, megértése azonban nélkülözhetetlen az általános

cirkuláció globális és hosszútávú szimulációjánál, valamint a klímaváltozásokkal kapcsolatos kutatásoknál is.

A városi hősziget-cirkuláció kialakulásának alapvető oka a természetes felszín megváltozása az emberi tevékenység következtében. A mesterségesen kialakított városi felszín az alábbi tényeket vonja maga után:

1. Jelentős mértékben megnövekszik a felszíni érdesség.
2. A felszín borító mesterséges anyagok termikus tulajdonságai (albedó, hőkapacitás és hővezetőképesség) eltérnek a természetes felszínt jellemzőktől. A mérések szerint városok esetében a hőkapacitás értéke 20–30%-kal, a hővezetőképessége közel kétszer nagyobb.
3. A zöld terület hiányában jelentősen csökken a párolgás, kevesebb hő vonódik el a környezettől, tehát a város hőtöbblettel rendelkezik.

4. Az antropogén tevékenység által jelentős hőmennyiség kerül a légkörbe. A fentiekből következik, hogy a mesterséges környezet befolyásolja a felszín-légkör rendszer energia-egyenlegét. Ez a megváltozott energia-mérleg, valamint a turbulens hő, impulzus és nedvesség-átvitel határozzák meg végső soron a városi klímát. A turbulens átvitel révén az energia átadódik a légkörnek: a határréteg alsó részében a lokális hatások által indukált hőmérsékleti és áramlási mező alakul ki. Ez visszahat a felszíni energiaviszonyokra és a vertikális átvitelre is, amely a meteorológiai mezőben újabb változást hoz létre.

A felszín-légkör rendszer energia-forgalmának a leírása céljából határozzuk meg a felszín alatti és feletti keskeny rétegben lejátszódó energetikai folyamatokat. A teljes modellt három rétegből tesszük össze, különös figyelmet fordítva az energia-egyenleg és a vertikális turbulens átvitel parametrizálására.

A dolgozatnak ebben az első részében a modell fizikai és matematikai alapját ismertetjük. A második részben megadjuk majd a megoldási módszert, bemutatjuk a számítások eredményeit, leírva a város feletti légtér jellemzőinek napi változását.

2. Turbulens átvitel

A légkör és a felszín között intenzív kicserélő mozgások játszódnak le. A nyugvó felszín felett áramló levegő idézi elő az impulzus kicserélődését, a felszíni és a felszínközeli levegő hőmérséklete, valamint vízgőztartalma közötti különbség pedig a hő-, illetve nedvességáramot. A különböző tulajdonságokat kicserélő mozgások típusa a molekuláris diffúziónál lényegesen hatékonyabb turbulens diffúzió.

A légköri áramlás alapvetően turbulens szerkezetű, amelyet térben és időben véletlenszerű, rendezetlen fluktuációk jellemeznek. A kaotikus jelenségeket – így a turbulens impulzus, hő és nedvesség átvitelt is csak statisztikusan lehet leírni. Az impulzus τ , a hő (Θ) és a vízgőz (E) x_i irányú turbulens áramai (W/m^2) az alábbi kifejezésekkel adhatók meg:

$$\tau = -\rho \overline{u'_j u'_i} \quad (2.1)$$

$$H = c_p \rho \overline{\Theta' u'_i} \quad (2.2)$$

$$E = \rho q' \overline{u'_i} \quad (2.3)$$

ahol: u'_i és u'_j az x_i és x_j irányokba eső sebességkomponensek fluktuációi, Θ' a potenciális hőmérséklet fluktuációja, q' a vízgőz tartalom fluktuációja, c_p a száraz levegő fajhője, ρ a légsűrűség.

A turbulens fluktuációk ismeretének hiányában a turbulencia félempirikus elméletei tették lehetővé a különböző mennyiségek turbulens átvitelének közelítő meghatározását. A turbulencia félempirikus elméletei olyan hipotéziseken alapulnak, amelyeknek nincs megbízható fizikai alapjuk és csak nagyon kevéssel járulnak hozzá a turbulencia fizikai elméletének megértéséhez. A félempirikus elméletek azonban hasznosnak bizonyulnak néhány gyakorlati probléma megoldásánál.

A turbulencia félempirikus elméletei a turbulens és a kaotikus molekuláris mozgás közötti analógián alapulnak. Eszerint egyenes arányosság áll fenn az adott tulajdonság árama és közepes gradiense között.

A turbulens áramok és az átlagos gradiensek közötti kapcsolat meghatározására széles körben alkalmazotti félempirikus közelítés a *Monin-Obuhov* hasonlósági elmélet (*Yaglom, 1973, 1974*). Eszerint stacionárius feltételek esetén sík és homogén felszín felett a turbulens fluktuációk statisztikai állapotát a vertikális, impulzus, hő- és nedvességáram, valamint a gravitációs instabilitást reprezentáló paraméter (g/T) határozzák meg. Ezekből a paraméterekből definiálható egy, a stabilitást jellemző hosszúság dimenziójú [m] mennyiség:

$$L = - \frac{u_*^3}{k(g/T)(H/c_p \varrho)} \quad (2.4)$$

ahol: u_* a dinamikus sebesség, m/s; $u_*^2 = \tau/\varrho$; T' a léghőmérséklet, K ; g a gravitációs gyorsulás, m/s²; k a Kármán állandó.

A *Monin-Obuhov* hasonlósági elmélet értelmében az adott tulajdonság árama és átlagos gradiense közötti kapcsolat egy dimenzió nélküli általános függvénnyel fejezhető ki, amely az L stabilitási paraméter függvénye:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{(\tau/\varrho)^{1/2}}{k \cdot z} \Phi_M \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{H/(c_p \varrho)}{k_* u_{1z}} \Phi_H \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{E/\varrho}{k \cdot u_* z} \Phi_E \quad (2.7)$$

A Φ_i függvényekre különböző empirikus és elméleti formulák ismeretesek. Instabilis feltételek esetén ezek jó egyezést mutatnak, stabilis helyzetben viszont eltérnek egymástól. Stabilis rétegződés esetén az elméleti formulák helyességének igazolása nagyon nehézkes, mert ekkor a turbulens áramok értéke olyan kicsiny, hogy pontos mérésre jelenleg nincs lehetőség (*Gambo, 1978*).

Indifferens rétegződés esetén:

$$\Phi_M = \Phi_H = \Phi_E = 1$$

Ekkor a dinamikus sebesség, majd ennek segítségével a turbulens áramok integrálás révén egyszerűen meghatározhatók:

$$u_* = k \frac{u_h}{\ln(h/z_0)} \quad (2.8)$$

ahol: h a felszínközeli réteg magassága; u_h a szélesebbég értéke a felszínközeli réteg felső határánál, z_0 érdességi paraméter.

$$H = \rho c_p (ku_* z)^{-1} (\Theta_o - \Theta_h), \quad (2.9)$$

$$E = \rho (ku_* z)^{-1} (q_o - q_h), \quad (2.10)$$

ahol: Θ_o, Θ_h – potenciális hőmérsékletértékei a felszínközeli réteg alsó és felső határánál; q_o, q_h – specifikus nedvesség értékei a felszínközeli réteg alsó és felső határánál.

Az indifferenstől eltérő helyzetben:

$$(\tau/\rho)^{1/2} = k \frac{u_h}{\psi_M} \quad (2.11)$$

$$H/(c_p \rho) = k \frac{u_* (\Theta_o - \Theta_h)}{\psi_H} \quad (2.12)$$

$$E/\rho = k \frac{u_* (q_o - q_h)}{\psi_E} \quad (2.13)$$

$$\psi_i = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\Phi_i}{\zeta} d\zeta \quad (2.14)$$

$$\zeta = z/L \quad (2.15)$$

$$\zeta_0 = z_0/L \quad (2.16)$$

Kondo (1975) a (2.11) – (2.13) egyenleteket módosított formában, a C_{iD} átviteli együtthatókkal fejezte ki:

$$(\tau/\rho)^{1/2} = C_{DD} u_h^2 \quad (2.17)$$

$$H/(c_p \rho) = C_{HD} (T_s - T_h) u_h \quad (2.18)$$

$$E/\rho = C_{ED} (q_s - q_h) u_h \quad (2.19)$$

ahol T_s, T_h a hőmérséklet értéke a felszínen és a felszínközeli réteg felső határánál, $K; q_s, q_h$ a specifikus nedvesség értéke a felszínen és a felszínközeli réteg felső határánál, g/kg; C_{iD} együtthatók, a Φ_i stabilitási függvényből meghatározható.

Mivel:

$$\Phi_i = \Phi_i(z/L),$$

azaz a Φ_i függvény az L stabilitási paraméteren keresztül tartalmazza a turbulens impulzus- és hőáramot, ezért azokat csak iteratív úton lehet meghatározni.

A hasonlósági elmélet olyan szigorú feltételeken alapul, amelyek csak közvetlenül a felszín közelében teljesülnek. Magasabb légrétegekben az x irányú turbulens átvitel jellemzésére az alábbi egyszerű összefüggések használatosak:

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (2.20)$$

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial x} \quad (2.21)$$

$$E = \rho K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} \quad (2.22)$$

A molekuláris mozgással analóg módon a turbulens áramok és az egyes tulajdonságok átlagos gradiense közötti lineáris kapcsolat van, az arányossági tényezőket (K_M , K_H , K_E) turbulens diffúziós együtthatónak nevezzük.

A diffúziós együtthatók a molekuláris viszkozitással ellentétben nem a folyadék fizikai sajátosságait fejezik ki, hanem a fluktuáló mozgás statisztikai tulajdonságait. A diffúziós együtthatónak a dimenziója (m^2s^{-1}) alapján adhatunk fizikai jelentést. Úgy képzelhetjük el, mint az 1 m átmérőjű örvényt, amely vertikális irányban $1 ms^{-1}$ sebességgel mozog.

3. A modellt alkotó rétegek és alapegyenletek

3.1. *Felszín alatti réteg.* A felszín alatti réteg vastagságát 1 m-nek választottuk, feltételezve azt, hogy ebben a mélységben a talaj hőmérséklete a minket érdeklő időskálán állandónak tekinthető. További feltételként tettük még azt, hogy a talaj fizikai jellemzői nem függenek a vertikális koordinátától, valamint figyelmen kívül hagytuk a talaj nedvességtartalmának hatását.

A felszín alatti rétegben a horizontális hőátvitel elhanyagolható, a hőmérséklet időbeli változása a hóáram vertikális irányú eloszlásától függ:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{G}{\rho_g c_g} \right) \quad (3.1.1)$$

$$G = - \rho_g c_g K_g \frac{\partial T_g}{\partial z} \quad (3.1.2)$$

ahol: T_g a felszín alatti réteg hőmérséklete, K ; G a hóáram a felszín alatti rétegben, W/m^2 ; ρ_g a felszín alatti anyag sűrűsége, kg/m^3 ; c_g a felszín alatti anyag hőkapacitása, $J/(K \cdot kg)$; K_g a felszín alatti anyag hővezetési együtthatója, $kg/(s^3K)$.

3.2. *Felszínközeli légréteg.* Közvetlenül a felszín felett definiálható egy keskeny légréteg, amelyben egyes meteorológiai mennyiségek turbulens áramainak a magassággal való változása elhanyagolható. Ennek a felszínközeli, állandó fluxusú légrétegnek a vastagságát a változó határfeltételek időskálája és reakcióideje függvényében kell megválasztani. Kimutatható, hogy a légkör alsó részében a besugárzás következtében fellépő hőmérsékletváltozás lassú a turbulens diffúzió folyamatához képest. Ezért az alsó légrétegben a meteorológiai elemek kis időtartamra eső változását csak a turbulens áramok határozzák meg. *Estoque és Bhumralkar* (1969) szerint ebben az esetben, amikor a határfeltételek változását a napi menet idézi elő, az alsó 50 m vastagságú légréteg jó közelítéssel úgy tekinthető, hogy benne a turbulens áramok a magassággal nem változnak. Ily módon a felszínközeli légréteget jellemző egyenletek a következők:

$$(\partial \tau / \partial z) = 0 \quad (3.2.1)$$

$$(\partial H / \partial z) = 0 \quad (3.2.2)$$

$$(\partial E / \partial z) = 0 \quad (3.2.3)$$

ahol: τ – turbulens impulzus árama, H – turbulens hóáram, E – turbulens vízgőzáram.

Modellünkben az állandó fluxusú réteg vastagságát a fentieknek megfelelően 50 m-nek választottuk. A turbulens áramok meghatározása a (2.17) – (2.19) egyenletek alapján történt. Az iteráció helyett – amely jelentős mér-

tékben megnövelné a számítógépen a futási időt – Takano (1977) közelítő számításait használtuk fel, aki a c_{1D} együtthatókat a Richardson-szám függvényében fejezte ki:

$$c_{DD} = f_M(Ri, h/z_0)c_{DN} \quad (3.2.4)$$

$$c_{HD} = f_H(Ri, h/z_0)c_{HN} \quad (3.2.5)$$

$$c_{ED} = f_E(Ri, h/z_0)c_{EN} \quad (3.2.6)$$

$$c_{HN} = c_{EN} = 1.24c_{DN} \quad (3.2.8)$$

ahol: az f_i függvények a légköri stabilitás hatását fejezik ki az indifferens állapothoz képest, értékei grafikus formában adottak (Takano, 1977); Ri – Richardson-szám.

$$Ri = \frac{g(T_h - T_s)h}{T|u_h|^2},$$

ahol: T – a réteg közepes hőmérséklete.

3.3. *Átmeneti réteg.* A városi hősziget-cirkuláció hatása várhatóan nem terjed ki a 2 km-nél magasabb rétegekre, ezért az átmeneti réteg vastagságát 1900 m-nek vettük. A jellemző egyenletek alapjául az Ogura és Philips (1962) által javasolt anelasztikus rendszer szolgál. Ez a rendszer nem tartalmazza a nagyfrekvenciájú akusztikus hullámokat és kielégíti az energia megmaradásának törvényét is. A közelítés lényege a keskeny rétegre vonatkozó Boussinesq-approximáció, amely nem veszi figyelembe a sűrűség változását, kivéve azt a tagot, ahol annak a gravitációval való szorzata szerepel. További feltétel a hidrosztatikai egyensúly, amely a szóbanforgó problémánál jó közelítéssel fennáll.

A vizsgált légréteg hőmérséklet és nyomás mezőinek időbeli változását oly módon írjuk le, hogy egy előre definiált alapállapottól (referencia) való eltérést határozunk meg.

Feltételezzük azt is, hogy y irányban a nyomás kivételével valamennyi meteorológiai elem állandó, azaz a várost y irányban végtelen hosszúnak tekintjük. A nyomás y -menti változását a geosztrófikus széllal való összefüggés írja le:

$$\partial p / \partial y = -f u_g,$$

ahol: u_g – x irányú geosztrófikus szél, f – Coriolis paraméter

A fentiek értelmében a hidrodinamikai mozgásegyenletek, a hidrosztatikai, kontinuitási és termodinamikai egyenlet az alábbi alakban írható fel:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f \cdot v = -c_p \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{Hv} \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{VM} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -c_p \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{Hv} \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{VM} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.3.3),$$

$$0 = -c_p \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g \frac{\Theta'}{\Theta} \quad (3.3.4)$$

$$0 = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3.3.5)$$

$$\frac{\partial \Theta'}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta'}{\partial x} + w \frac{\partial \Theta'}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{H\Theta} \frac{\partial \Theta'}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{V\Theta} \frac{\partial \Theta'}{\partial z} \right) + \frac{Q_A}{c_p \rho h} \quad (3.3.6)$$

$$\pi = \left(\frac{p}{P} \right)^\alpha = \pi_0 + \pi' \quad (3.3.7)$$

$$T/\pi + \Theta = \Theta' \quad (3.3.8)$$

ahol: Θ – átlagos potenciális hőmérséklet a vizsgált területen a felszín közelében, Θ' – perturbált potenciális hőmérséklet, p – tényleges nyomás, P – referencia nyomás, π – az alkalmazott nyomás-skála, $\pi_0 =$ állandó, $\alpha = R/c_p$, R – gázállandó, c_p – száraz levegő fajhője, Q_A – antropogén hő.

A (3.3.2) – (3.3.8) egyenletek zárt rendszert képeznek az átmeneti rétegben a keresett változókra (u, v, w, π', Θ').

Az egyenletrendszer megoldásához meg kell határozni a horizontális és vertikális turbulens-diffúziós együtthatókat.

A (3.3.2), (3.3.3), (3.3.6) egyenletekben szereplő vertikális diffúziós tagok helyett a turbulens áramokat ténylegesen a fluktuációkból képezett másodrendű momentumok jellemzik. Ezek azonban megnövelnék a megoldandó egyenletrendszerben szereplő ismeretlenek számát. Ez a hidrodinamikai egyenletek nem-linearitásának a következménye, azaz a n -ik momentumra felírt egyenlet mindig tartalmaz egy újabb ismeretlent, az $n+1$ -ik momentumot is.

Az egyenletrendszer, lezárásának egyik lehetősége az ún. *Turbulence closure model*, amelyet Rotta (1951) javaslata alapján Mellor és Yamada (1973, 1974) fejlesztett tovább. A modell egzakt egyenleteket használ az átlagos sebesség-mező leírására és közelítőket a turbulens fluktuációkra. Ez utóbbi a másodrendű momentumok: a Reynolds-feszültség ($u_i' \cdot u_j'$), a turbulens energia ($u_i'^2$) és a hőáram ($u_i' \Theta'$) változását foglalja magában. Az egyenletrendszer lezárására tett feltételekben szereplő konstansokat szélesatornában végzett mérések eredményeiből határozták meg.

Gambo (1978) újra vizsgálta a konstansok megválasztásának lehetőségeit. A Reynolds feszültség és a hőáram egyenleteinél a nyomást tartalmazó korrelációs tagokban figyelembe vette a gravitáció hatását. A modellt a határrétegre alkalmazta és egyszerű módszert mutatott be a vertikális turbulens kicserélődési együtthatóknak (K_{VM}, K_{VH}) meghatározására. Instabil rétegződés esetén ezek a formulák jó egyezést mutatnak Yamamoto (1975) empirikus formulájával. A Gambo által származtatott egyenletek:

$$K_{VM} = l_1^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \cdot 5.0 (-R_i)^{1/2} \quad (3.3.9)$$

$$K_{VH} = l_1^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \cdot 7.9 (-R_i)^{1/2} \quad (3.3.10)$$

ahol: l_1 hosszúság dimenziójú paraméter (m).

Blackadar (1962) interpolációs formulája alapján az átmeneti rétegben

$$l_1 = \frac{k \cdot z}{1 + (kz/l_0)}$$

$$l_0 = H/N$$

H a határréteg magassága, $N = 10$.

Stabilis feltételek esetén K_{VM} és K_{VH} -ra az alábbi egyszerű feltételeket tettük:

$$K_{VM} = 1.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$K_{VH} = 1.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$$

A vertikális kicserélődési együtthatóval ellentétben a horizontális diffúzió meghatározása nem a fizikai folyamat parametrizálása, hanem azon cél érdekében történt, hogy a számítás során fellépő instabilitást kiküszöböljük. A számítási instabilitást az okozza, hogy az advekción tagokban centrális különbségi sémát használtunk.

Valamennyi horizontális diffúziós együttható meghatározásánál feltettük, hogy az a szóban forgó tulajdonság Laplace függvényével arányos:

$$K_{i-1/2} = C \left| \frac{\partial^2 A_{ij}}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 A_{i-1,j}}{\partial x^2} \right| \quad (3.3.11)$$

ahol: A_{ij} a hőmérséklet és horizontális szélesség (θ , u , v) értékeit jelölik az (i, j) rácsponokban.

$$\frac{\partial^2 A_{ij}}{\partial x^2} = \frac{A_{i+1,j} + A_{i-1,j} - 2A_{ij}}{(\Delta x)^2} \quad (3.3.12)$$

$$\frac{\partial^2 A_{i-1,j}}{\partial x^2} = \frac{A_{i,j} + A_{i-2,j} - 2A_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} \quad (3.3.13)$$

A C konstans numerikus kísérletek alapján úgy kell meghatározni, hogy elegendően nagy legyen a keletkező ún. $2d$ -hullám elnyomásához, de ne legyen túl nagy, hogy elmossa a független változók mezejének fizikailag markáns vonásait. A C konstans meghatározásához Takano (1977) számításait használtuk fel. Ennek alapján az általunk alkalmazott méretek ($\Delta x = 2$ km) és időlépcső ($\Delta t = 30$, ill. 15 s) mellett: $C = 10^9$.

4. Felszíni hőmérséklet meghatározása az energia-egyenleg alapján

A felszíni hőmérséklet kezdeti és további értékeinek a meghatározására az energiaegyenletet használtuk fel. Számításainkban a felszínre vonatkozó energiaegyenletet az alábbi alakban alkalmaztuk:

$$(1 - A) I_s + L_n = lE + H + G,$$

ahol: A a felszín albedója; I_s a rövidhullámú besugárzás (direkt és diffúz), W/m^2 ; L_n a hosszuhullámú sugárzás egyenleg, W/m^2 ; E a nedvesség áram, W/m^2 ; H a turbulens érzékelhető hő, W/m ; G a hóáram a felszín alatti rétegben, W/m^2 ; l a latens hő, J/kg .

A rövid és hosszuhullámú besugárzás meghatározása $J. Kondo$ (1975) empirikus formulája alapján történt. Rövidhullámú besugárzás:

$$I_s = J_0 (\bar{d}/d)^2 \cos \zeta (0.3 + 0.7 \cdot 10^{-0.05(1+0.054e \sec \zeta)}), \quad (4.2)$$

ahol J_0 a szoláris állandó, W/m^2 ; d a közepes Nap – Föld távolság, m; \bar{d} a tényleges Nap – Föld távolság, m; e a vízgőz nyomás napi közepes értéke a felszínen, Pa; $\sec \zeta = 1/\cos \varphi$; $\cos \varphi = \sin \varphi \sin \eta + \cos \varphi \cos \eta \cos h$; φ a földrajzi szélesség; η a deklináció; h az óraszög, 12 órakor $h = 0$.

Hosszuhullámú besugárzás:

$$I_L = \sigma T_a^4 \left\{ 1 - (0.49 - 0.064 \sqrt{e}), \right\} \quad (4.3)$$

ahol σ a Stefan – Boltzmann állandó, $W/(cm. K^4)$; T_a a napi közepes hőmérséklet a felszínközeli levegőben, K.

Hosszúhullámú egyenleg:

$$L_N = I_L - \sigma T_s^5 \quad (4.4)$$

Itt T_s a felszíni hőmérséklet (K).

A felszín alatti rétegben a hőáram (G) és hőmérséklet (T_s) meghatározásához meg kell adnunk a (3.1.1) és (3.1.2) egyenleteket. A felszínközeli hő- és nedvesség áram meghatározására a konstans fluxusú réteg sajátosságainak figyelembevételével történik a fent már leírt módon a (2.17), (2.18) és (2.19) egyenletek alapján.

Mivel a modell a nedvesség profil számítását nem tartalmazza, ezért a (2.19)-ben szereplő nedvességértékeket az alábbi feltételek szerint adjuk meg:

A levegő telített a T_s hőmérsékleten:

$$q_s = q_s(T_s) \quad (4.5)$$

50 m-en a nedvességérték csökkenése a felszínhez képest:

$$q_h = 0.85 q_s \quad (4.6)$$

Az energiaegyenlegben nem szerepel a város által termelt antropogén hő. Számos szerző használta az energiaegyenleget olyan formában, hogy az tartalmazza az antropogén hőmennyiséget is. Jelen dolgozatban az emberi tevékenység eredményeként keletkezett hőtübbletet első közelítésként úgy vesszük figyelembe, hogy feltételezzük: ez a hőmennyiség a felszín feletti közvetlen légtér fogat melegítésére szolgál. Ily módon az antropogén hőt az 50 m-es szint hőmérséklet változását leíró (3.3.6) egyenlethez adjuk hozzá.

A felszíni hőmérséklet meghatározása iteratív úton a Newton-Raphson módszerrel történik. Tekintsünk egy közelítő értéket (T_s) és helyettesítsük be a (4.1) egyenletbe. Jelöljük ezt az $F(T_s)$ függvénnyel. Közelítő érték esetén:

$$F(T_s) \approx 0$$

Képezzük a következő közelítő értéket az alábbi módon:

$$T_s^{m+1} = T_s^m - F(T_s) / F'(T_s) \quad (4.7)$$

ahol: $F'(T_s)$ az $F(T_s)$ függvény deriváltja.

A legutóbbi T_s értéket ismét visszahelyettesítjük a (4.1) egyenletbe, meghatározzuk az $F(T_s)$ és $F'(T_s)$ függvényeket, majd (4.7) alapján az új T_s értéket. Az iterációt a kívánt pontosság eléréséig folytatjuk.

Jelen esetben az iterációt befejezettnek tekintjük, ha

$$|F(T_s)| < \varepsilon$$

ahol: ε – előre megadott kis pozitív szám.

*

Az itt bemutatott modell nagy számítógép igénye ellenére is csak közelítő leírását adja a hőmérsékleti ahomogenitás által a légkör alsó részében keltett

cirkulációnak. A modell továbbfejlesztése folyamatban van. Elsősorban a városi felszín fizikai parametrizálása igényel számos újabb megoldást. Ezen kívül az energia-mérlegben szereplő rövid- és hosszuhullámú besugárzás meghatározásánál figyelembe kívánjuk venni a felhőzet és az aeroszolok hatását is.

A modellel végzett számítások eredményeit egy következő cikkben ismertetjük.

FÜGGELÉK:

A felhasznált állandók értékei:

$A = 0,3$	$Kg = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$
$f = 5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$l = 2262,6 \text{ J/kg}$
$c_p = 1,01 \cdot 10^3 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$	$Q_A = 54 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{s})$
$c_g = 0,84 \cdot 10^3 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$	$T_A = 273 \text{ K}$
$g = 9,81 \text{ m/s}^2$	$\Phi = 47,3^\circ$
$e = 4,1 \cdot 10^2 \text{ Pa}$	$\eta = -20^\circ$
$J_0 = 0,14 \cdot 10^{-2} \text{ W/m}^2$	$\rho = 1,29 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$
$k = 0,35$	$\rho_g = 2,5 \text{ g/cm}^3$
	$\sigma = 5,6698 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^2)$

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

A füstfáklya szélirányra merőleges szóródásának számítása

GÁCS IVÁN, Budapesti Műszaki Egyetem, Hő- és Rendszertechnikai Intézet,
Budapest, Műegyetem rkp. 3/9. 1111

Estimation of the cross-wind dispersion of the plume. For the estimation of the concentration of the computed average pollution for longer period it is necessary to determine the average value of the distribution of the concentration within the wind direction sector. The starting line of the elaborated methods for this item presumed that only a negligible quantity of the pollution get outside of the wind direction sector. This approaching, from time to time, resulted the overestimation of the real concentration averages. The purpose of this paper is to present a more exact method for averaging. The presented method makes it possible the avoidance of overestimation of pollution, the drawing of a better approaching of concentration-duration diagram and the more realistic calculation of the concentration for longer period (i. e. one year).

✱

A füstfáklya szélirányra merőleges szóródásának számítása. A hosszabb időszakokra számított átlagos szennyezőanyag koncentrációk számításához meg kell határozni a koncentrációeloszlás szélirányszektoron belüli keresztirányú átlagos értékét. Az erre kidolgozott módszerek abból indultak ki, hogy a szennyezőanyagoknak csak egy elhanyagolhatóan kis része jut a szélirányszektoron kívülre. Ez a közelítés esetenként a valóságos koncentráció-átlagok jelentős felülbecslését eredményezte. Jelen cikk célja a pontosabb átlagolási módszer bemutatása. A bemutatott módszer lehetővé teszi a felülbecslés elkerülését, a valóságos viszonyokat jobban közelítő koncentráció tartamdiagram szerkesztését és realisabb hosszidejű (pl. éves) átlagkoncentrációk számítását.

✱

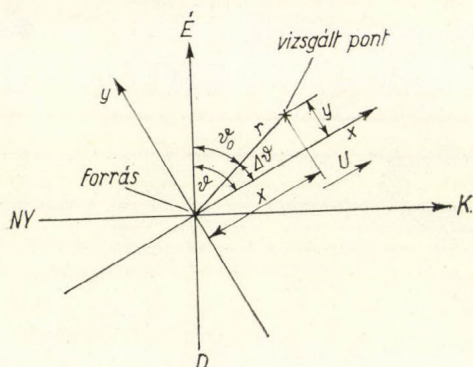
A szennyezőanyagok légköri terjedését leíró modellek általában rögzített kibocsátási és légköri feltételek esetére adják meg a koncentráció térbeli eloszlását. Igen gyakori azonban, hogy a szennyezőanyag koncentrációnak valamilyen hosszabb időszakra vonatkozó átlagos értékét (pl. évi átlagát) kell meghatározunk. Ilyen vizsgálat során természetesen a légköri jellemzők időbeli változásait is figyelembe kell venni. Ebből az igényből kiindulva vizsgálatokat végeztünk a hosszú idejű átlagos koncentráció számítási módszerének pontosítása céljából. Vizsgálataink során nem számoltunk a szennyezőanyag átalakulásával és légkörből való kikerülésével, mivel ez az eredményeket és az azokból levonható következtetéseket nem befolyásolja, továbbá a vizsgálatok egyszerűsítése érdekében nem vettük figyelembe a keveredési réteg korlátozott vastagságát sem.

Induljunk ki a világszerte — így hazánkban is — legelterjedtebb *Pasquill* modell talajszintre ($z = 0$) érvényes alakjából, amely a koncentrációeloszlást — az 1. ábrán feltüntetett koordinátákat használva — a következő formában írja le:

$$q = \frac{Q}{\pi \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z \cdot u} \cdot \exp\left(-\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \cdot \exp\left[-\frac{(r \cdot \sin\Delta\theta)^2}{2 \cdot \sigma_y^2}\right] \quad (1)$$

ahol a további jelölések:

- Q – a kibocsátás (g/s),
- H – az effektív forrásmagasság (m),
- σ_y és σ_z – a füstzászló vízszintes, illetve függőleges koncentrációeloszlásokra jellemző szórásértékek (m),
- u – a szélsébség (m/s).



1. ábra

A forrástól adott r távolságban levő és ϑ_0 irányszöggel jellemezhető pontban valamely T időtartamra átlagolt koncentráció az alábbi integrál-középtéssel írható le:

$$\bar{q}(r, \vartheta_0) = \frac{1}{T} \int_0^T q_0(u, s, r) \cdot \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{r \cdot \sin\Delta\theta}{\sigma_y}\right)^2\right] dt \quad (2)$$

ahol: $q_0(u, s, r)$ – a forrástól r távolságban u szélsébség és a stabilitás esetén fellépő talajszinti koncentráció a füstzászló tengelye alatt.

Az összefüggésben szereplő időben változó értékű meteorológiai jellemzők (a szél sebessége és iránya, a stabilitás) azonban a legtöbb esetben – különösen előretervezésnél – nem a folyamatosan változó értékükkel, hanem kategóriákba sorolva állnak rendelkezésünkre. Nézzük meg, hogy módosul emiatt az összefüggés. Ha csak a szélsébséget és a stabilitást használjuk véges számú kategóriába beosztva, a szélirányt pedig folyamatos értékkel, akkor az összefüggés új alakja részben szummázást, részben integrálást tartalmaz:

$$\bar{q}(r, \vartheta_0) = \frac{1}{T} \sum_u \sum_s \left\{ q_0(u, s, r) \int_0^{T \cdot g(u, s)} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{r \cdot \sin\Delta\theta}{\sigma_y}\right)^2\right] dt \right\} \quad (3)$$

ahol:

$g(u, s)$ – az s jelzőszámmal jellemezhető stabilitási állapot és az u átlagos szélsébséggel jellemezhető sebességkategóriába tartozó szél egyidejű előfordulásának relatív gyakorisága.

A valóságban a szélirányt is véges számú (általában 8 vagy 16) csoportba sorolják. Ez esetben a vizsgált pont jellemzésére a θ_0 irányszög helyett annak a széliránynak a Θ_0 sorszámát használhatjuk, amelyik a szennyezőanyagot abba a szektorba szállítja, amelyikben a vizsgált pont is elhelyezkedik, a középértékképzés pedig teljes egészében az előfordulási gyakoriság szerinti összegeződésig egyszerűsödik:

$$\bar{q}(r, \Theta_0) = \sum_u \sum_s \sum_\Theta q_0(u, s, r) \cdot F(\Delta\Theta, s, r) \cdot g(u, s, \Theta) \quad (4)$$

ahol:

$g(u, s, \Theta)$ – annak a relatív gyakorisága, hogy az s jelű stabilitás és a Θ sorszámú szélirányba fújó, u átlagos sebességgel jellemezhető szél egyidejűleg előfordulhat,

$F(\Theta, s, r)$ – a $\Delta\theta$ szögeltérés átlagos hatását figyelembe vevő átlagolási tényező.

A (4) összefüggésben bevezetett átlagolási tényező tulajdonképpen nem más, mint az adott körülmények (távolság, szélesebbesség, stabilitás) mellett a vizsgált szektorban kialakuló közepes koncentrációnak és a füstszásló tengelye alatt fellépő maximális koncentrációnak az aránya. Segítségével a következő alakban írható fel a q_k közepes koncentráció:

$$q_k(\Delta\Theta, u, s, r) = q_0(u, s, r) \cdot F(\Delta\Theta, s, r) \quad (5)$$

Az átlagolási tényező lényegét és meghatározásának módját a (3) és (4) összefüggések összehasonlításával közelíthetjük meg. E két egyenlethől:

$$F(\Delta\Theta, s, r) = \frac{1}{T \cdot g(u, s, \Theta)} \int_0^{T \cdot g(u, s, \Theta)} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{r \cdot \sin \Delta\theta}{\sigma_y}\right)^2\right] dt \quad (6)$$

Figyelembe véve, hogy a szögeltérés nagy értékeinél a koncentráció elhanyagolhatóan kicsivé válik, a gyakorlatilag érdekes esetekben megengedhető a

$$\sin \Delta\theta \cong \Delta\theta \text{ és } r \cong x$$

egyszerűsítés. Következő lépésben célszerű az idő szerinti integrálást szög szerinti integrálássá átalakítani. Ehhez – egyéb támpont híján – azt kell feltételeznünk, hogy a nyolcad vagy tizenhatod környi szektoron belül a különböző szélirányok gyakorisága azonos.

Ezzel átalakíthatjuk a (6) összefüggésünket

$$F(\Delta\Theta, s, x) = \frac{1}{\Delta\theta_2 - \Delta\theta_1} \int_{\Delta\theta_1}^{\Delta\theta_2} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\sigma_y}{x}\right)^2 \Delta\theta^2\right] d\Delta\theta \quad (7)$$

ahol $\Delta\theta_1$ és $\Delta\theta_2$ a szögeltérés legkisebb, ill. legnagyobb értéke.

Végül bevezetve a

$$b = \frac{x \cdot \Delta\theta}{\sqrt{2} \cdot \sigma_y}$$

segédváltozót, és figyelembe véve az $erf(x)$ függvény definícióját, amely szerint:

$$\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt,$$

az átlagolási tényezőre a következő összefüggést kapjuk:

$$\begin{aligned} F(\Delta\theta, s, x) &= \frac{1}{\Delta\theta_2 - \Delta\theta_1} \frac{\sqrt{2}\sigma_y}{x} \int_{b_1}^{b_2} \exp(-b^2) db = \\ &= \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{\sigma_y}{x(\Delta\theta_2 - \Delta\theta_1)} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{x \cdot \Delta\theta_2}{\sqrt{2} \cdot \sigma_y}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{x \cdot \Delta\theta_1}{\sqrt{2} \cdot \sigma_y}\right) \right] \end{aligned} \quad (8)$$

A hazánkban szokásos 16 szélirányra történő felosztás esetén az egy szektoron belüli minimális és maximális szögeltérés különbsége $\pi/8$ (azaz $22,5^\circ$). Ha a szél abba a szektorba fúj, amelyben a vizsgált pont is elhelyezkedik ($\Delta\theta = 0$) és figyelembe vesszük, hogy a pont szektoron belüli átlagos helyzete a szektor szögfelezője, a szögeltérés minimális és maximális értéke $\pm\pi/16$, továbbá, hogy az erf függvény páratlan, akkor az átlagolási tényezőre a következő értéket kapjuk:

$$F(0, s, x) = \frac{16 \cdot \sigma_y}{\sqrt{2\pi} \cdot x} \operatorname{erf} \frac{\pi \cdot x}{16 \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_y} \quad (9)$$

Hasonló gondolatmenettel kaphatjuk meg az átlagolási tényezőt arra az esetre is, amikor a szél nem a vizsgált pontot tartalmazó szektorba fúj. A szomszédos szektor ($\Delta\theta = 1$) esetére például a következő eredményt kapjuk:

$$F(1, s, x) = F(-1, s, x) = \frac{8 \cdot \sigma_y}{\sqrt{2\pi} \cdot x} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{3 \cdot \pi \cdot x}{16 \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_y}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{\pi \cdot x}{16 \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_y}\right) \right] \quad (10)$$

A koncentrációeloszlás keresztirányban átlagolt értékének meghatározására eddig kidolgozott módszerek abból indultak ki, hogy nem követnek el nagy hibát, ha az integrálközép képzésénél nem a vizsgált tartomány tényleges határait használják integrálási határként, hanem a keresztirányú eloszlás görbéje alatti teljes ($-\infty$ -tól $+\infty$ -ig terjedő) területet határozzák meg, mivel ennek csak egy csekély része eshet a vizsgált tartományon kívülre. Így a keresztirányban átlagolt közepes koncentrációt a következő formában nyerjük:

$$q_k(u, s, x) = \frac{16}{2 \cdot \pi \cdot x} \int_{-\infty}^{+\infty} q \cdot d_y = \frac{16 \cdot \sigma_y}{\sqrt{2\pi} \cdot x} q_0(u, s, x) \quad (11)$$

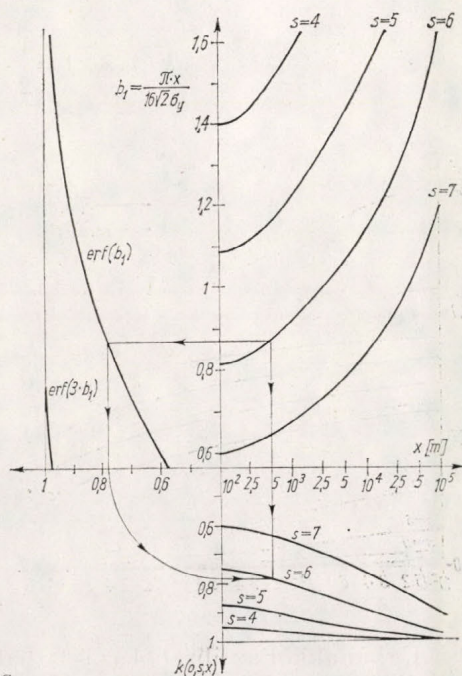
Ezt az összefüggést az (5)-höz teljesen hasonló módon is felírhatjuk. Ha bevezetjük az

$$F''(s, x) = \frac{16 \cdot \sigma_y}{\sqrt{2\pi} \cdot x} \quad (12)$$

jelölést, akkor a közepes koncentráció új formája:

$$q_k(u, s, x) = q_0(u, s, x) \cdot F''(s, x) \quad (13)$$

Az integrálási határok önkényes megváltoztatásából adódó koncentráció növekedést évi átlagban nagyrészt ellensúlyozza az, hogy a vizsgált szektorban mindig nulla értékűnek tekintik a koncentrációt, ha a szél valamely más — akár szomszédos — szektor felé veszi a füstszáslót. Abban az esetben azonban, amikor koncentráció tartamdiagramot szerkesztünk vagy csak egyetlen esetre határozunk meg közepes koncentrációt, ez a közelítés nagymértékben torzítja az eredményeket.



2. ábra

Összehasonlítva a (9) és (12) összefüggéseket láthatjuk, hogy a két átlagolási módszer lényegében csak az erf függvény figyelembevételében, illetve elhanyagolásában (pontosabban az $erf \infty = 1$ értékkel való közelítésében) tér el egymástól. E hiba nagyságának érzékeltetésére is alkalmas a 2. ábra, amely bemutatja az erf függvény számunkra érdekes tartományát, melléteve az erf függvény b_1 argumentumának alakulását különböző légköri stabilitások esetére a távolság függvényében és ezek alapján ugyanebbe az ábrába berajzoltuk a $k(o, s, x)$ korrekciós tényező alakulását is. A korrekciós tényező az átlagolási tényezőnek és a (12) összefüggéssel definiált közelítő átlagolási tényezőnek a viszonya:

$$F(\Delta\theta, s, x) = k(\Delta\theta, s, x) \cdot F'(s, x) \quad (14)$$

Az ábra alapján megállapítható, hogy minden $s \leq 4$ esetben jó közelítéssel

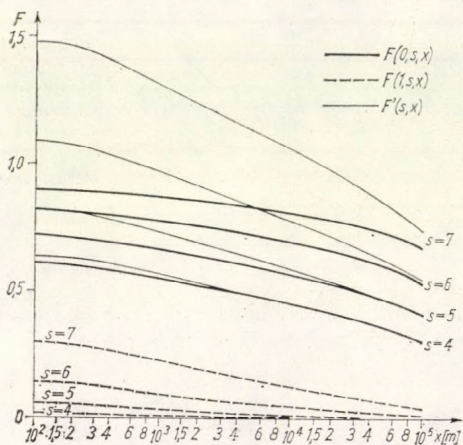
$$k(\Delta\theta, s, x) \begin{cases} = 1 & \text{ha } \Delta\theta = 0 \\ = 0 & \text{ha } \Delta\theta \neq 0 \end{cases}$$

Az így elkövetett maximális hiba 4,8%₀ ($s = 4$, $x = 100$ m esetén) és ez a stabilitás mértéke, illetve a távolság növekedése esetén rohamosan csökken.

Az ábrán feltüntettük az $erf(3 \cdot b_1)$ görbét is. Látható, hogy ez a görbe csak a kezdeti szakaszban és ott is csak egész kis mértékben tér el az egytől. Ebből következik, hogy normális és labilis állapotokban ($s \geq 5$) is elhanyagolható minden abs ($\Delta\Theta$) ≥ 2 értékhez tartozó korrekciós tényező és ez a következő egyszerűsítést teszi lehetővé:

$$k(0, s, x) = erf\left(\frac{\pi \cdot x}{16 \cdot \sqrt{2} \cdot \sigma_y}\right) \quad (15)$$

$$k(1, s, x) = \frac{1}{2} \cdot [1 - k(0, s, x)]$$



3. ábra

Ugyanakkor az ábrából az is látható, hogy a korrekciós tényezőnek a szakirodalomban szokásos elhanyagolása esetenként — és különösen a magas kémények levegőszennyező hatása szempontjából kritikus labilis állapotokban — igen nagy hibát okozhat, a leglabilisabb $s = 7$ jelű állapotban a szennyeződés maximumok szokásos távolságában ez jó másfélszeres, a leggyakoribb $s = 6$ jelű állapotban pedig kb. 1,2-szeres felülbecslést eredményez.

Az átlagolási tényezők különbözőségét jól mutatja a 3. ábra is. Külön figyelmet érdemel, hogy az $F''(s, x)$ közelítő átlagolási tényező $s = 6$ esetén kb. 600 m, $s = 7$ esetén pedig kb. 15 km távolságig egynél nagyobb értéket ad, ami nyilvánvaló képtelenség. Az ábra azt is jól mutatja, hogy a magasabb stabilitási paraméter értékeknél a széliránnyal szomszédos szektorban is jelentős közepes talajszinti koncentráció alakul ki.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 84. évf. 2. szám. 1980. március—április
Periodical of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 84. No 2. Mar—Apr 1980 Budapest

Európai hőmérsékleti mezők információtartalma

PELLE LÁSZLÓ, JATE Éghajlattani Tanszéke, Szeged, Egyetem utca 2—6. 6722

Information contents of European temperatures fields. The relatively undevelopment of long-range forecasts make it reasonable the processing of meteorological observations by mathematical and statistical methods for that purpose, that it should help us to prepare the weather forecasts. In this study the mutual information content of time series, constituted from monthly mean temperatures of 40 European observation stations and the similar time series of a marked station (Szeged), were calculated for every month with monthly sliding back to 12 months. The obtained information make us possible an improving of climatological forecast.

*

Európai hőmérsékleti mezők információtartalma. A hosszútávú előrejelzések viszonylagos fejletlensége indokoltá teszi a sokéves meteorológiai megfigyelések feldolgozását matematikai – statisztikai módszerekkel, abból a célból, hogy segítséget nyújtsunk az előrejelzések elkészítéséhez. Munkánkban kiszámítottuk 40 európai állomás 80 évi havi középhőmérsékleteiből képzett idősoroknak és egy kitüntetett állomás (Szeged) hasonló idősorának kölcsönös információtartalmát minden hónapra havi csúsztatással, 12 hónapra vissza. A nyert információ mennyiségek lehetővé teszik a klimatológiai prognózis finomítását.

*

1. A meteorológia tudományának központi feladata az időjárás előrejelzése. A rövid és középtávú prognózisok készítésének fizikai alapokon nyugvó módszerei viszonylag fejlettek, nem így a hosszútávúaké. Ezért itt a statisztikai módszerek nem nélkülözhetők. Az alább bemutatásra kerülő módszer célja is az, hogy hozzájáruljon a hosszútávú előrejelzések megalapozásához. Mivel az eljárás tisztán matematikai statisztikai jellegű, korlátaira a kapott eredmények értékelésénél is tekintettel kell lennünk. Módszerünk lehetőséget nyújt a klimatológiai ismeretek alapján készíthető éghajlati prognózis pontosítására. A klimatológiai prognózist a következő formában mondhatjuk ki: például Szeged januári középhőmérsékleteinek mediánja m : $-1,0$ °C, így az éghajlati adatok ismeretében azonos valószínűséggel várhatunk $-1,0$ °C alatti és feletti hőmérsékletet is, ami a gyakorlatban kevésbé hasznosítható.

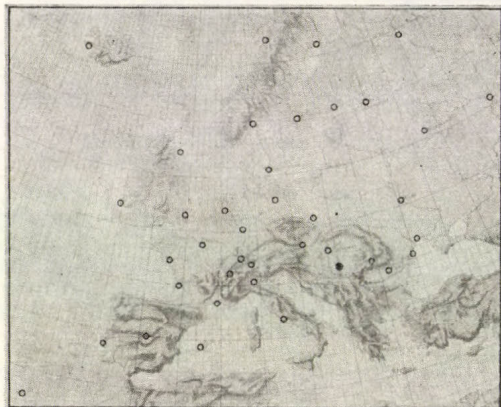
2. *A vizsgálat módszere.* Legyen ξ diszkrét valószínűségi változó, lehetséges értékei x_1, x_2, \dots, x_n , eloszlása p_1, p_2, \dots, p_n , ahol p_i az x_i esemény bekövetkezésének valószínűsége. ξ -nek $H(\xi)$ -vel jelölt entrópiája a következőképpen van definiálva:

$$H(\xi) = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i. \quad (1)$$

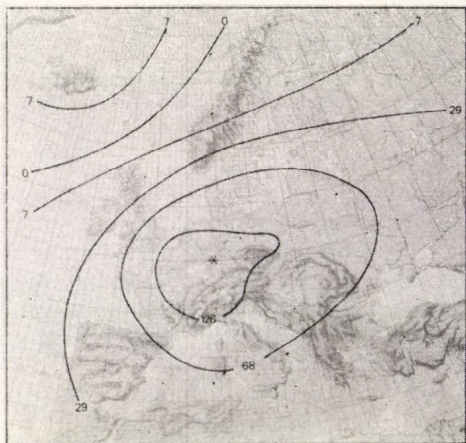
Ez a mennyiség a valószínűségi változó bizonytalanságának mértékeként is felfogható. Folytonos valószínűségi változó entrópiája:

$$H(\xi) = - \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \log f(x) dx \quad (2)$$

ahol $f(x)$ a ξ sűrűségfüggvénye. Ezek a definíciók természetesen nem csak egy



1. ábra. Állomáshálózat



2. ábra. Szeged februári középhőmérsékletére a januári hőmérsékleti mezőből nyert információ 10^{-3} bit-ben

dimenziós valószínűségi változókra adhatók, hanem több dimenziósokra is általánosíthatók.

A következő fogalom gyakorlati szempontból fontos, mert két valószínűségi változó kapcsolatának azonosságát nézi, ez a $I(\xi, \eta)$ -val jelölt, két valószínűségi változó kölcsönös információ tartalma:

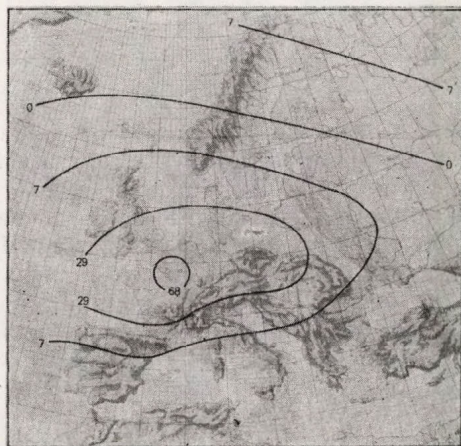
$$I(\xi, \eta) = H(\xi) + H(\eta) - H(\xi, \eta) \quad (3)$$

Függetlenség esetén $I(\xi, \eta) = 0$. Az $I(\xi, \eta)$ maximuma pedig a két entrópia közül a kisebbik $\max(I(\xi, \eta)) = \min(H(\xi), H(\eta))$ ez akkor áll fenn, ha ξ és η függvénye egymásnak, tehát az egyik a másikkal kifejezhető. Természetesen

bennünket ezen szélsőséges eseteknél sokkal inkább a valóságban előforduló sztohasztikus kapcsolatok érdekelnek és a (3) mennyiséget azok erősségének mérésére fogjuk használni. A vizsgálatban kiindulási adatokként használt átlaghőmérsékleti idősorokat normális eloszlású valószínűségi változókkal írtuk le. Ezek után (2) és (3) segítségével kiszámíthatjuk két normális valószínűségi változó kölcsönös információ tartalmát:



3. ábra. Szeged augusztusi középhőmérsékletére a júniusi hőmérsékleti mezőből nyert információ 10^{-3} bit-ben



4. ábra. Szeged márciusi középhőmérsékletére a májusi hőmérsékleti mezőből nyert információ 10^{-3} bit-ben

$$I(\xi, \eta) = -\frac{1}{2} \log(1 - r^2) \quad (4)$$

ahol r a ξ és η normális valószínűségi változók közötti korrelációs együttható, a (4) összefüggés levezetése [2]-ben megtalálható. Ha ξ és η korrelálatlanok, akkor $I(\xi, \eta) = 0$ és ha $|r| \rightarrow 1$ akkor $I(\xi, \eta) \rightarrow \infty$, így mondhatjuk hogy $I(\xi, \eta)$ a két valószínűségi változó lineáris kapcsolatának szorosságát méri.

3. *Területi kapcsolatok.* A vizsgálat adatbázisa az északatlanti-európai térségből kiválasztott 40 állomás 1881–1960 közötti havi középhőmérséklet-

teinek időSORA [3]. Az állomások földrajzi helyzetét 1. ábra mutatja. Tekintsük a 40 állomás januári, februári, . . . , decemberi sorait, amelyek a vizsgált térség havi hőmérsékleti mezőit reprezentálják. Megvizsgáltuk, hogy az egyes havi hőmérsékleti mezők milyen információt szolgáltatnak egy kitüntetett állomás, jelen esetben Szeged havi középhőmérsékleteire. Kiszámítottuk Szeged minden egyes hónapjának az európai hőmérsékleti mező megelőző 12 hónapjával való kölcsönös információ tartalmát, például Szeged augusztusi hőmérsékleti időSORÁT leíró valószínűségi változónak és az európai térség júliusi, júniusi, . . . , szeptemberi, augusztusi mezőjét leírónak az információ tartal-



5. ábra. Szeged márciusi középhőmérsékletére a novemberi hőmérsékleti mezőből nyert információ 10^{-3} bit-ben

mát. A felsorolás utolsó hónapja (augusztus) éppen egy évvel előzi meg a szegedi sornál figyelembe vett augusztust. Így összesen $12 \cdot 12 = 144$ információ-mennyiség mezőhöz jutottunk, ezek mindegyike 40 információmennyiséget tartalmaz, ez összesen $144 \cdot 40 = 5760$ számítás jelentett. A szükséges számításokat a JATE kibernetikai laboratóriumának R-40-es gépén végeztük. Az 5%-os szignifikancia szinten elfogadható érték $I(\xi, \eta) = 0,0348$ bitnek adódott, így az ennél nagyobb értékek által képviselt kapcsolatok statisztikailag reálisnak tekinthetők. Csak azokat az információmennyiség mezőket vittük térképre, ahol a lehetséges 40 értékből legalább 8 statisztikailag megalapozott. A szűrés után 16 térképet készítettünk a lehetséges 144-ből.

Három hónap: január, május, december esetében a kitűzött feltétel nem teljesült. A februárnak a megelőző 1., márciusnak az 1., 4., 10., az áprilissnak a 2., 3., a júniusnak az 5., 9., a júliusnak az 1., az augusztusnak az 1., a 11., a szeptembernek az 1., a 7., az októbernek a 7., és a novembernek a 2., 3. megelőző hónappal van kikötésünknek eleget tevő kapcsolata. Ezek alapján elmondhatjuk, hogy 5 esetben a közvetlen megelőző hónappal van reális kapcsolat, ez a téli hónapokban Nyugat-Európával (2. ábra), a nyáriaknál pedig Közép-Európával (3. ábra). Ez a hőmérsékleti mezők tehetetlenségének és a mérsékelt égövre jellemző fő cirkulációs irányoknak tudható be, egyébként a legnagyobb információmennyiségeket itt kaptuk. Az információmennyiség izometrikus görbéi koncentrikus szerkezetűek, ugyanilyenek a második megelőző hónappal meglevő kapcsolatok szerkezetei is. Ezzel szemben a nagyobb idő-

előnyt biztosító kapcsolatot reprezentáló térképek meridionális, illetve zónális szerkezetet mutatnak (4., 5. ábra).

A feltárt kapcsolatok túlnyomó többsége pozitív, de néhány esetben határozottan ellentétes, — bár ezt az információmennyiségek nem mutatják —, ami negatív korrelációs együtthatót jelez.

4. *Az eredmények gyakorlati felhasználása.* A 3. pontban kapott információmennyiségeket kétkategóriás valószínűségi előrejelzések készítésére fogjuk felhasználni. Mivel a biztosan beváló kétkategóriás valószínűségi előrejelzéshez 1 bit információra volna szükség, így a maximálisan rendelkezésre álló 0,14–0,15 bit erre nem nyújt lehetőséget, viszont az éghajlati előrejelzések jelentősen finomíthatók. Ugyanis (1) szerint a kétkategóriás előrejelzés entrópiája

$$H = p \log_2 \frac{1}{p} + (1-p) \log_2 \frac{1}{1-p};$$
 ennek maximuma $p = 0,5$; $1-p = 0,5$ ese-

tén van $H_{\max} = 1$ bit, minden információ nyereséggel az entrópia csökken és ennek alapján:

$$H = (H_{\max} - I) = p \log_2 \frac{1}{p} + (1-p) \log_2 \frac{1}{1-p}, \quad (5)$$

így I ismeretében a $(p, (1-p))$ eloszlás meghatározható.

Tekintsük például a februárnak a megelőző 1. hónappal vett információmennyiségeit, ezt éppen a 2. ábrán láthatjuk. Itt a maximális érték 0,148 bit, ennek előfordulási helyét *-gal jelöltük. Tehát (5) alapján

$$1 - 0,148 = p \log_2 \frac{1}{p} + (1-p) \log_2 \frac{1}{1-p},$$

ebből $p = 0,28$, $(1-p) = 0,72$, így a hőmérsékleti mező januári aktuális értékének ismeretében a szegedi februárra a $p = 0,28$, $(1-p) = 0,72$ előrejelzést adhatjuk, ahol, — mivel a kapcsolat pozitív —, 0,72 a januárral azonos előjelű hőmérséklet bekövetkezésének valószínűsége és 0,28 az ellentétes előjelű hőmérséklet bekövetkezésének valószínűsége. Ezt a módszert alkalmaztuk az 1951–60-as évekre; az előrejelzésünk ekkor 65%-osan vált be. Ez gyakorlatilag azonos a lineáris regresszióval kaphatóval, ami, — normális eloszlásokat feltételezve —, optimális, de munkaigényesebb eljárás. Az előrejelzés viszonylag alacsony hatékonysága érthető, mivel nagyon egyszerű prediktort használtunk fel.

IRODALOM

- [1] Rákóczi F. — Szidarovszky F.: Budapest hőmérsékleti sorának információtartalma. *Időjárás*, 80. évf. 86–92.
[2] Fazlollah, M. Reza: Bevezetés az információ elméletbe. MK. Budapest 1966.
[3] World Weather Records. Washington 1966.

VARGA-HASZONITS, Z.: *Agrometeorológia*, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 1977. 224 A/5 oldal, 44 ábra, 44 táblázat, 64 irodalmi hivatkozás.

Magyarországon a mezőgazdasági termelés a népgazdaság nagyon fontos ágazata. Ebből következik, hogy hazánkban az agrometeorológiai kutatások és szolgáltatások a meteorológiai tevékenység igen lényeges részét képezik. A klimatikus adottságok ugyanis a mezőgazdaság teljesítő-képességét nyilvánvalóan alapvetően befolyásolják, sőt meghatározzák.

Varga-Haszonits Zoltán szakmai pályafutásának egyik fontos célkitűzése a meteorológiai kutatási és megfigyelési adatbázis mezőgazdasági hasznosításának elősegítése. Szerző érdemei közé tartozik többek között a termésbecsléseket megalapozó agrometeorológiai előrejelzések hazai bevezetése. Különösen kiemelkedők azon kutatásai, amelyek az őszi búza fejlődése és a klimatikus tényezők összefüggésének megállapítására irányultak.

Varga-Haszonits jelen könyvének legnagyobb érdeme, hogy az agrometeorológiai problémákat közérthetően tárgyalja, ami a bemutatott adatok és módszerek megértését és felhasználását a gyakorlati mezőgazdász számára is alkalmassá teszi.

A tizenegy fejezetből és függelékből álló könyv három alapvető részre oszlik: I. Agrometeorológiai alapismeretek, II. Agrometeorológia és III. Agrometeorológiai előrejelzések. Az első, bevezető rész célja az agrometeorológia tárgyának, feladatainak és módszereinek rövid áttekintése. A második rész a különböző meteorológiai jelenségek növényekre gyakorolt hatásaival foglalkozik, beleértve a növények fejlődését gátló meteorológiai (pl. fagyok, aszályok) és egyéb (pl. növénybetegségek, állati kártevők) tényezőket. Szerző érdeme, hogy az egyes gazdasági növényekkel kapcsolatos kérdéseket külön-külön tárgyalja, megkönnyítve így az eljárások gyakorlati alkalmazhatóságát. Az „Agrometeorológiai előrejelzések” c. harmadik rész értelemszerűen a különböző vegetációs fázisok és terméseredmények meteorológiai alapokon történő előrejelzési módszereit foglalja össze. Külön fejezet taglalja az ebből a szempontból oly fontos hőmérséklet és talajnedvesség előrejelzésének lehetőségeit. Végül az utolsó fejezetben a meteorológiai információk mezőgazdasági döntéseknél való felhasználásáról olvashatunk érdekes eszmeifuttatást.

A hézagpótló munka jelentősége már a tárgyalt kérdések egyszerű áttekintése alapján is nyilvánvaló. Különösen fontosnak érezzük, hogy jelen kötet hatékonyan elősegíti azt a törekvésünket, hogy a meteorológia tudományának eredményei gazdasági életünkben minél inkább alkalmazásra kerüljenek.

Mészáros Ernő

NRIAGU, J. O. (szerk.): *Sulfur in the environment. Part I: The atmospheric cycle (Kén a környezetben. I. Rész: A légköri ciklus)*. John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto 1978. 464 15×22,7 cm o., számos ábra és táblázat.

Jelen könyv a kiadó „Környezet-tudomány és technológia” c. sorozatának tizenkilencedik kiadványa. A kötet tíz fejezetből áll, amelyeket különböző szerzők készítettek.

Az első fejezet („A kén termelése és felhasználása”) a szerkesztő munkája. A jelenleg Kanadában dolgozó (Burlington, Ontario), a borítólappal szövege alapján feltehetően nigériai származású kutató ebben a fejezetben a Föld kén-készleteivel, lelőhelyeivel, valamint a kénvegyületek gyártásával és felhasználásával (pl. műtrágyázás, kémiai ipar) foglalkozik. A második fejezet a „Környezeti kénforrások; a globális kén ciklus” címet viseli (szerzője M. R. Moss, Guelph, Ontario, Kanada). Mint olvashatjuk, a légkör bolygónk kéntartalmanak csak töredékét tartalmazza. Így a litoszférában $1,2 \cdot 10^{10}$ Tg (teragram: 10^{12} g), a hidroszférában $1,3 \cdot 10^9$ Tg, míg a pedoszférában (beleértve a szárazföldi növényzetet) $5,8 \cdot 10^8$ Tg kén található, szemben a légköri $1,8$ Tg-os értékkel (megjegyezzük, hogy a légkör kéntartalma a különböző szerzők szerint némileg eltérő, de az adatok lényegében megegyeznek az $1,8$ Tg-os, Friend által kiszámított értékekkel). A közetekben a kén elsősorban szulfidok formájában mutatatható ki. A szulfidok a kőzet mállása után a felszíni és felszín alatti vizekben oxidálódnak. A keletkezett szulfátok az óceánokba, az üle-

dékes kőzetekbe, valamint a talajba és a növényzetbe kerülnek. A növények a szulfátokat redukálják, majd a redukált vegyületeket az állatok ismét szulfátokká alakítják. A talaj mikroorganizmusai anaerob (oxigén-mentes) viszonyok között hidrogént tartalmazó kén-komponenseket hoznak létre, amelyek jelentős része az atmoszférába diffundál. A légkör oxidatív közeg, így a levegőbe került természetes eredetű kénvegyületekből (pl. kén-hidrogén) SO_2 , H_2SO_4 , illetve MSO_4 (ahol M bármely kation) keletkezik. Ezek a komponensek a légkörből száraz (pl. abszorpció, szedimentáció), illetve nedves (csapadék általi kimosódás) ülepedéssel távoznak. Ezt a természetes ciklust módosítja az emberi tevékenység, elsősorban azzal, hogy mobilizálja bizonyos kőzetek, illetve kőzetekbe zárt anyagok (pl. kőolaj) kén-tartalmát, mivel azokat égetés útján a légkörbe juttatja.

A kén-szennyeződéssel kapcsolatban a műszaki szakemberek feladata kettős. Egyrészt megfelelő technológiákkal, illetve légtisztító berendezésekkel csökkenteniük kell a légkörbe kerülő kénvegyületek mennyiségét, másrészt fel kell mérniük a kibocsátás intenzitását, vagyis az emisziókat. Lényegében ezekkel a kérdésekkel foglalkozik a könyv harmadik és negyedik fejezete. A harmadik fejezetben ugyanis *S. P. Bhatia* (Pointe Claire, Quebec, Kanada) az ipari források organikus kén-emisszióját tárgyalja, míg a negyedik fejezet (szerzője *L. R. Babcock*, Chicago, Illinois, USA) célja a kén-dioxid kivonására szolgáló légtisztító eljárások gazdaságosságának elemzése.

A légkörrel foglalkozó kutatókra viszont az a feladat vár, hogy a természetes és antropogén kén légköri útját – terjedését, átalakulását és ülepedését – nyomon kövessék és hatásait tanulmányozzák. Ezért a kötet öt fejezetét a szerkesztő ezeknek a problémáknak szentelte. Így az ötödik, hatodik és hetedik fejezet logikus sorrendben a kénvegyületek különböző tér- és időléptékű légköri diszperzióját ismerteti. Az ötödik fejezetben („A kén-dioxid magas kémények körüli diszperziójának modellezése”) *U. Högström* svéd kutató (Uppsala-i egyetem) a „kémiaiilag inert gázok” terjedésének modellezését foglalja össze magas pontforrások esetén. Az „inert” kifejezés arra utal, hogy az illető gáz terjedése közben kémiaiilag nem alakul át, illetve nem ülepszik ki a légkörből. Ebben az ideális esetben a numerikus modellezés alapja, mint ez jól ismert, az ún. Gauss-féle közelítés. Az eljárás lényege az a feltételezés, amely szerint a turbulencia a szélre merőleges irányokban a füstfáklyában normál koncentráció eloszlást alakít ki. Az eloszlás szórása a kéménytől mért távolság és a levegő stabilitásának függvényében határozható meg. A Gauss-féle közelítés legnagyobb hibája nyilvánvaló; nem lehet szabatos módon figyelembe venni a kémiai átalakulás, valamint a száraz és nedves ülepedés hatását. Így a számításoknál elkövetett hiba a kéménytől távolodva egyre nagyobb lesz.

Ennek ellenére azt a matematikai rendszert városok légszennyeződésének modellezésére is sokszor felhasználják (lásd hatodik fejezet: „A kén-dioxid diszperziója városi környezetben”). A szerzők (*K. L. Brubaker* és *D. M. Rote*, Argonne, Illinois, USA) azonban úgy vélik, hogy a fél-empirikus Gauss-féle közelítésnél sokkal általánosabban alkalmazható az ún. „K-elmélet”, amely a koncentráció időbeli változását az anyagáramlás alapvető egyenleteivel írja le. Az elmélet alkalmazhatóságát sajnos megnehezíti, hogy a megoldásához nem csak a szél- és emissziómezőt, hanem a kezdeti koncentrációeloszlást is ismernünk kell. A végzett számítások és mérések összehasonlítása alapján azt a végső következtetést vonhatjuk le, hogy a városi kén-szennyeződés eloszlása elfogadhatóan modellezhető, ha a számításokat legalább 24 órás idő-intervallumokra végezzük.

A hetedik fejezet témája napjaink egyik legfontosabb környezeti és egyúttal politikai kérdéséhez a nagyléptékű, országhatárokon át történő kén-terjedéshez kapcsolódik: „A kén-dioxid nagyléptékű transzportja és ülepedése”. Az angol szerző (*B. E. A. Fisher*, Leatherhead) miután áttekinti a figyelembe veendő fizikai és kémiai paramétereket, röviden ismerteti az OECD (Organization for Economic Cooperation and Development) keretében végzett északnyugat-európai vizsgálatokat. A terjedés numerikus szimulálásával kapcsolatban leszögezi, hogy jelenleg két módszer áll a szakemberek rendelkezésére, az ún. statisztikus, illetve trajektória modell. Az első modellben a számítást a kéntranszportot befolyásoló fizikai folyamatokra alapozzuk és a meteorológiai tényezőket véletlenszerű változóként vesszük figyelembe. A másodiknál azokból a meteorológiai paramétereiből indulunk ki, amelyek adott trajektória mentén a transzportot szabályozzák. A végzett számítások eredményei azt mutatják, hogy a kénkoncentráció és ülepedés éves átlagértékeinek regionális eloszlása ily módon kielégítően modellezhető. A modellek azonban nem adnak pontos eredményeket (a hiba elérheti a 100%-ot), amikor egyes országok emissziójának más országok ülepedésére gyakorolt hatását vizsgáljuk.

„A kén-tartalmú szennyezőanyagok légköri kémiaja” c. nyolcadik fejezetben *P. Urone* (Gainesville, Florida, USA) és *W. H. Schroeder* (Downsview, Ontario, Kanada) felvázolja mindazokat a fotokémiai, illetve termikus reakciókat, amelyek a különböző kénvegyületek átalakulásait meghatározzák. Ezek a reakciók homogén gáz-, illetve heterogén több-fázisú (gáz-folyadék és gáz-szilárd) folyamatok lehetnek. A szerzők megállapítják, hogy mind a kén-hidrogén, mind a kén-dioxid oxidációjában a szabad gyökök (elsősorban az OH) igen fontos szerepet játszanak.

A kén-dioxid homogén átalakulása nitrogén-oxidok és szénhidrogének jelenlétében különösen felgyorsul.

A következő fejezet címe „Savas csapadékok”, szerzője a kanadai *J. R. Kramer* (Hamilton, Ontario). A fejezet az antropogén kén-dioxid egyik igen káros hatását tárgyalja. Ha ugyanis az SO_2 felhő-, és csapadékvízben elnyelődik, megnöveli a víz savasságát. A nagyobb hidrogén-ion koncentrációjú eső, illetve hó kedvezőtlenül befolyásolja a szárazföldi, illetve vízi ökoszisztémákat.

Az utolsó, tizedik fejezetben *R. L. Tanner*, *J. Forrest* és *L. Newman* (Upton, New York, USA) azokat a mérési módszereket mutatja be, amelyek az előző fejezetekben tárgyalt vizsgálatokhoz szükségesek („Gáz halmazállapotú és részecske formájú légköri kénvegyületek kimutatása”). Áttekintik a mintavételi, illetve analitikai eljárásokat és különös figyelmet szentelnek a korszerű, automatizálásra alkalmas eljárásoknak (pl. lángfotometria, korrelációs spektrometria, gáz- és ion-kromatográfia).

A könyv átolvasása után az olvasó természetesen számos kritikai megjegyzést tehet a szöveg formájával és tartalmával kapcsolatban (pl. miért különbözik az egyes fejezeteknél az irodalmi hivatkozás formája, miért nincs külön fejezet a kénvegyületek légköri koncentrációjáról, illetve annak eloszlásáról). Sőt belekóthet néhány adat korszerűségébe, illetve egyes megállapítások helyességébe is. E sorok írója azonban úgy gondolja, hogy a könyv érdemeit tekintve méltánytalan lenne a negatívumokat hangsúlyozni. A *Nriagu* szerkesztésében megjelent művel a kutatók és a tárgy iránt érdeklődők olyan kézikönyvhöz jutottak, amely a kén légköri körforgalmának szinte valamennyi lényeges kérdését érinti. Így jelen kötet forgatását minden magyar szakembernek ajánlhatjuk, akik légszennyeződéssel, levegőkémiával vagy környezetvédelemmel foglalkoznak.

Mészáros Ernő

PETRENCUK, O. P.: *Eksperimentalnūje issledovanyija atmosfernoje aerozolja (A légköri aeroszol kísérleti vizsgálata)*. Gidrometeoizdat, Leningrad 1979. 264 old. (14,2 × 21,5 cm), számos táblázat és ábra, 413 irodalmi utalás.

Jelen könyv *Olga Petrencuk* doktori disszertációjának anyagát tartalmazza. Ezért a kötet átolvasása nem a címben megjelölt témáról, hanem elsősorban a szerző eddig végzett kutatómunkájáról nyújt részletes áttekintést.

Az első két fejezet az aeroszol részecskék jellemzésével és osztályozásával, valamint az alkalmazott mérési eljárásokkal foglalkozik. Majd két jól megírt fejezetet olvashatunk a tengeri só-részecskék keletkezéséről és légköri terjedéséről, illetve a csapadékkémia és a meteorológiai tényezők közötti kapcsolatról.

Mint ismeretes, egy-két évtizede úgy gondolták, hogy a kondenzációs magvak többsége tengeri sóból áll. Később ez a hipotézis megdőlt és a klorid részecskékkel foglalkozó munkák száma egyre csökkent. A jelenlegi kutatás célja azonban, mint ez az utolsó (hetedik) fejezetből kiderül, a tengerparti levegő korróziós tulajdonságainak megállapítása és nem a kondenzációs magvak tanulmányozása volt.

A felhővíz kémiai összetételéről szóló fejezet a kötet legértékesebb része. Ez az a terület, amelyen *Olga Petrencuk* úttörő munkát végzett. Az általa irányított repülőgépes mérések eredményeit ugyanis szinte minden idevágó levegőkémiai tanulmányban és könyvben idézik. Így szakembereinknek elsősorban az ötödik fejezet részletes áttanulmányozását ajánljuk.

A hatodik fejezet célja a légköri aeroszol-források intenzitásának taglalása, majd a könyv korróziós kérdések tárgyalásával zárul.

Végül megjegyezzük, hogy művében a szerző tizennégy magyar tanulmányra hivatkozik.

Mészáros Ernő

ENDRŐDI GABRIELLA, 1934—1979

1979. december 31-én fiatalon, 45 éves korában halt meg *Endrődi Gabriella*, tudományos osztályvezető. Személyében kiváló meteorológust, a legjobb munkatársat, a legodaadóbb barátot búcsúztatták munkatársai és barátai a zalaegerszegi temetőben, ahol 1980. január 10-én kísértük utolsó útjára.

Diákéveit Zalaegerszegen töltötte, ahol már az alsó és középfokú iskolákban is kitűnt szorgalmával, tehetségével és szerénységével. A kitűnő érettségi után 1952-ben került az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karára, ahol a meteorológus szakot „vörös diplomás” kitételéssel végezte el.

1956-ban került az akkori Országos Meteorológiai Intézetbe, ahol az éghajlatkutató osztályon kezdte meg aránylag rövid pályafutását. Ettől a pillanattól elkötelezte magát az éghajlattannal, ezen belül is a terepklimatológiával.

Kimagasló szakmai tevékenységének első állomása az 1958–1962 között végzett „Balaton-kutatás” terepklimatológiai mérőprogramja volt, amelynek keretében hazai és nemzetközi szinten is elismert eredményeket ért el a Tihanyi-félsziget fagyzugainak felmérésében és elméleti megokolásában, a hévízi üdülőterület gyógyklimájának feltárásában, s fizikai-klimatológiai elemzésében. Megalapozott eljárást dolgozott ki a terepklima-körzetek kijelöléséhez, s e módszerrel mutatta be a Tihanyi-félsziget és Hévíz térségének éghajlati különlegességeit. Az ötévi kutatási program során fáradhatatlanul, ernyedetlen szorgalommal, s utolérhetetlen szakmai lelkiismerettel vett részt az éjjel-nappal folyó helyszíni mérésekben, a gyűjtött adatok elemzésében, értékelésében, s az eredmények tudományos közzétételében.

Több mint 10, e tárgykörbe tartozó tanulmányban tette közzé a hideglégtavakkal, fagyzugokkal és a terepklima-körzetesítésével kapcsolatos szakmai megállapításait. Munkás-

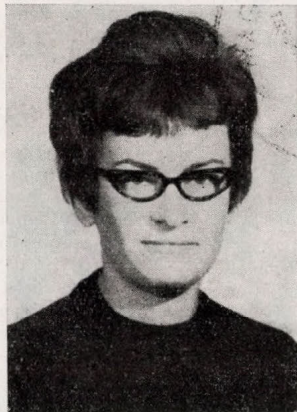
ságának ezt a szakaszát 1966-ban zárja le egy összefoglaló tanulmánnyal, amelynek címe: „A hideglégtavak kialakulása”, s amit az egyetemre disszertációként is benyújtott. A rendkívül magas elméleti felkészültséggel összeállított értekezésével „*summa cum laude*” fokozattal nyerte el az egyetemi doktori címet.

Rendkívül fogékony volt a népgazdaság különböző ágazatai által felvetett meteorológiai igények felismerése iránt, s a „Balaton-kutatás” során gyűjtött szakmai tapasztalatait csakhamar a mezőgazdasági vízgazdálkodás területén kezdte gyümölcsöztetni. Doktorálását követően hamarosan agrometeorológiai tanulmányúton vehetett részt Angliában és Hollandiában: WMO-ösztöndíjjal egy éven át tanulmányozhatta itt a mérési s a kutatási módszereket az agrometeorológia területén. Külföldi tartózkodása során 2 tanulmányt jelentetett meg a burgonya vízfogyasztása és az időjárási tényezők témaköréből.

Több mint 15 éven át maradt állhatatos kutatója a növényállományok evapotranspirációja és a meteorológiai tényezők közötti összefüggések feltárásának. 1963–1968 között egy-egy tenyészidőszakban hónapokon át vett részt személyesen a szarvasi agrometeorológiai kutatóállomáson folytatott sugárzás-, hő- és vízháztartás-mérésekben.

1963–1979 között közel 30 tanulmánya jelent meg itthon és külföldön; legtöbbjükben a burgonya, cukorrépa és a fű evapotranspirációjának, optimális vízigényének és öntözővízszükségletének kapcsolatát vizsgálta az időjárási és éghajlati tényezők függvényében.

E téren szerzett mélyreható és széles körű tudását többé-kevésbé már összegezte egy leendő kandidátusi értekezésben, amit a közeljövőben kívánt benyújtani az MTA-hoz, ám a kegyetlen sors ebben már megakadályozta. Sajnos, így tudásának, szorgalmának gyümölcse nem érhetett be. Joggal állítható, hogy korai halála érzékeny veszteséget jelent nemcsak közvetlen munkatársainak, hanem az egész agrometeorológiai szakirodalomnak is.



Szűkebb szakmai területén túl példátlan buzgalommal tevékenykedett a társadalmi munka széles skáláján. Energiáját, idejét sohasem kímélte, amikor a párt- és a szakszervezeti munkában részt kellett vennie, de hasonló lelkesedéssel foglalkozott a középkáderek szakmai oktatása terén csakúgy, mint a nemzetközi rendezvényeknél. Magas szintű nyelvtudása jó alapot szolgáltatott arra is, hogy tanulmányútjain és a nemzetközi szimpóziumokon, munkaértekezleteken eredményesen képviselhesse a Magyar Meteorológiai Szolgálatot.

Dr. Endrődi Gabriellát váratlanul, pályafutásának, alkotókedvének csúcsán ragadta el a halál. Még az utolsó pillanatban is lelkesedéssel és teli reményekkel szövegette terveit az újabb nagy témakörben, a Meteorológiai Szolgálat 1980-ban induló „*fagypédelmi programjában*”. Munkatársai már csak ígéretet tehetnek, hogy elképzeléseit ebben a témakörben helyette is megvalósítsák.

Szakmai tevékenységét megőrzik a színvonalas publikációi, szerény és nagy tudású egyéniségének emléke pedig barátai, munkatársai és ismerősei emlékezetében tovább él.

Antal E.

*

A SZOVJETUNIO HIDROMETEOROLÓGIAI KÖZPONTJÁNAK 50 ÉVES JUBILEUMI ÜNNEPSÉGE

A Szovjetunió Hidrometeorológiai és Környezetellenőrző Állami Bizottságának felügyelete alatt működő „Hidrometeorológiai Központ” 1980. január 8. és 10. között ünnepelte fennállásának 50 éves jubileumát. Az ünnepségen – más külföldi intézmények és szervezetek képviselőivel együtt – meghívottként vett részt *Czelnai Rudolf*, a WMO európai regionális asszociációjának elnöke.

Az ünnepi program január 8-án kezdődött. Délelőtt 10 órakor a külföldi vendégek részére szűk körű összejövetelt szerveztek a Hidrometeorológiai Központ igazgatójának, *M. A. Petrossians* professzornak a hivatalában. Itt a vendégek baráti beszélgetés keretében ismerkedhettek meg a központ munkájával, s különösen azzal a tevékenységgel, amit ez az intézmény az „Időjárás Világszolgálat” (WWV) *moszkvai világszolgálatként* végez.

A beszélgetés közben kis körsettát is szerveztek, amelynek során bemutatták a központ új számítógépeit (CDC Cyber 170, CDC Cyber 18–20, és egy R–40-es egység), továbbá a japán „Daini Seikosha Xyntetics” cég által berendezett imponáns rajzgép-termet.

A program fő mozzanatára január 8-án este 6-kor került sor a Szakszervezetek Háza híres „Kalonnúj Zal” nevű reprezentatív termében. Ezt az ünnepséget, amelyen több mint kétezer meghívott vett részt, *Ju. A. Izrael* akadémikus, a Szovjetunió Hidrometeorológiai és

Környezetellenőrző Állami Bizottságának elnöke nyitotta meg. Először *Petrossians* professzornak adta meg a szót, aki röviden beszámolt a „Hidrometeorológiai Központ” létrejöttének előzményeiről, az elmúlt fél évszázad főbb eredményeiről és a központ jelenlegi tevékenységéről. Ezt követően került sor az üdvözlő beszédekre, amelyeket a Szovjetunió légiforgalmi dolgozói szakszervezetének elnöke, a WMO új főtitkára, *Dr. Axel Wiin-Nielsen*, a Szovjetunió különféle minisztériumainak képviselői (miniszterek, ill. helyetteseik), továbbá a külföldi meteorológiai szolgálatok vezetői mondtak el. A WMO európai regionális asszociációja nevében *Czelnai Rudolf* üdvözölte a Hidrometeorológiai Központ munkatársait és vezetőit, kiemelve azt a nagy és felelősségteljes szerepkört, amelyet a moszkvai világszolgálat betölt.

Január 9-én és 10-én a jubileumi program tudományos ülésekkel folytatódott. A másfél napos ülésszak folyamán összesen 16 előadás hangzott el az előrejelzésekkel kapcsolatos tárgykörből, amelyek reprezentatív körképet adtak a szovjet prognosztikai kutatások magas színvonaláról.

Ambrózy P.

*

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET ÚJ FŐTITKÁRA

Aksel C. Wiin-Nielsen, akit a Meteorológiai Világszervezet tagállamainak képviselői a VIII. kongresszuson választottak meg a Világszervezet főtitkárává, 1980. január 1-én megkezdte működését a WMO Titkárság élén.

Wiin-Nielsen 1924-ben született Dániában. Egyetemi tanulmányait a koppenhágai és stockholmi egyetemeken folytatta, majd a stockholmi egyetemen doktorált meteorológiából. Szakmai munkáját 1952-ben kezdte meg a Dán Meteorológiai Intézet alkalmazásában. 1955 és 1958 között tagja volt a stockholmi Nemzetközi Meteorológiai Intézetnek, majd 1959 és 1961 között az Egyesített Numerikus Időjárás-Előrejelző Központnak (JNWPU, Suitland, USA).

1961-től 1963-ig a Légkörkutató Nemzeti Központ (NCAR) Légköri Tudományok Laboratóriumának igazgatóhelyettese Boulderben. 1963–1971 között tanszékvezető egyetemi tanár a michigani egyetem meteorológiai és oceanográfiai tanszékén, később (1971–1972) a meteorológia professzora a bergeni egyetemen. 1972-ben a michigani egyetem légköri és oceanográfiai tudományok tanszékének vezetőjévé nevezték ki. 1974-ben az Európai Középtávú Időjárás Előrejelző Központ (Reading) igazgatója lett.

Wiin-Nielsen professzor 1978-tól tagja volt a Globális Légkörkutató Program (GARP) WMO/ICSU közös szervező bizottságának (JOC). A JOC numerikus experimentációk

munkacsoportjának elnökeként tevékeny szerepe volt a GARP tudományos programjának kialakításában. A JOC X. ülészakán Budapesten (1974) e minőségben meghívott szakértőként vett részt.

Az új főtítkr számos tudományos cikk szerzője a légköri dinamika, a numerikus időjárás-előrejelzés, a légköri energetika és az általános légkörzés témakörében. Kutatási tevékenységének középpontjában a légkör energiacyklusának elemzése áll, s ezen belül is annak tisztázása, hogy miként alakul át a perturbációs mozgások kinetikus energiája az átlagos mozgás kinetikus energiájává.

Winn-Nielsen professzor szerzője és szerkesztője több WMO oktatási kiadványnak.

Ambrózyiné Mohácsi M.

*

MAXIMÁLIS NAPTEVÉKENYSÉG 1979 ÉS 1981 KÖZÖTT

1979-ben fokozott naptevékenységi periódus kezdődött, s ezt a napfizikusok, csillagászok és űrkutatók világszerte igen nagy figyelemmel kísérik. A fokozott naptevékenység megnyilvánulási formái a következők: kiterjedt aktív régiók, nagy napfoltok, erős napkitörések kialakulása, az ibolyántúli sugárzás energianövekedése az X és γ tartományban, valamint az energiarészecskék kitérése és az áramlás gyorsulása, amely a napkorona különböző típusú sugárzásának áramlását és erősödését, és esetlegesen bolygóközi részecskék keletkezését is előidézheti.

A Nap az egyetlen olyan égitest a világűrben, ahol az energia kisugárzása és a részecskeáramlás terjedése kielégítő részletességgel tanulmányozható. Így a Nap X-sugárzásának mérései a gyorsulási folyamatok fizikájának mennyiségi értelmezéséhez és különböző jelenségek felfedezéséhez vezetett az utóbbi néhány évben.

Ennek a figyelembevételével az ICSU (International Council of Scientific Unions) Nap-Föld fizikával foglalkozó tudományos bizottsága más csillagászati, geodéziai, geofizikai és űrkutatói szervezetekkel együtt elhatározta, hogy nagy nemzetközi tudományos együttműködési programot indít meg, amelynek a „Maximális Naptevékenység Éve” (*Solar Maximum Year = SMY*) elnevezést adta.

A tudományos program három alapvető kutatási témában foglalja össze a feladatokat; ezek a következők:

1. „A napkitörés kialakulásának tanulmányozása (FBS)”. Ebbe a témakörbe tartozik azoknak a mechanizmusoknak a vizsgálata, amelyek által az energia napkitöréseket (fléreket) okozó speciális magnetodinamikai konfigurációban halmozódik fel. Az FBS témafeladatait a magnetoszférával foglalkozó kutatók és a napfizikusok végzik közösen, mivel jellegzetes

hasonlóságok vannak a napkitörési jelenségek és a mágneses viharok között, ha a mágneses alaphelyzet a magnetoszféra csővájában és a kitörés régiójában hasonló. Fontos továbbá a napkitörés előtti helyzet mérésének előkészítése.

2. „A napkitörések alkalmával kibocsátott energia tanulmányozása (SERF)”. Ebbe a feladatkörbe a napkitörések instabilitásának vizsgálata tartozik, amely mind a sugárzás, mind az energiarészecskék emissziója által felhalmozódott energia kibocsátására jellemző. A SERF témát 1978-ban iktatták a SCOSTEP (*Scientific Committee on Solar Terrestrial Physics*) tervébe. Ennek elsőrendű célja, hogy megismerjük azt a folyamatot, hogy a Nap „légkörében” hogyan raktározódik el előzőleg az az energia, amely napkitörés alkalmával a felszínre kerül. Az energiakibocsátási folyamat gyorsítja a részecskéket, felmelegíti a szoláris plazmát és tömegmozgást okoz a napkoronában. A SERF feladata továbbá az is, hogy kipróbálja az elektron- és protonnyalábok hőátviteli modelljeit, valamint, hogy összehasonlítást végezhessünk a termális és nem termális energiakibocsátás időprofilja és helyzete között. Az energiakibocsátási folyamatok megértéséhez az is szükséges, hogy a SERF megkísérelje a tömegmozgások és a napkitörések különböző szintjein történő felmelegedés közötti energiaosztódás meghatározását.

3. „A tovahaladó bolygóközi jelenségek tanulmányozása (STIP)”. A STIP téma a Napból kifelé irányuló, mozgó jelenségekre, valamint a bolygóközi térben mozgó objektumokra vonatkozó méréseket foglalja magában. Ezek a következők: a Nap rádiócsillagászati megfigyelései és a bolygóközi diszkrét rádiós források változásai, a Nap és a galaktikus kozmikus sugárzás, napszél, plazma, a fekete koronalyukak, valamint a bolygóközi mágneses mezők, az üstökösök, a csillagközi kölcsönkapcsolatok, valamint a planetáris magnetoszférára és ionoszférára vonatkozó mérések is az érdeklődés előterében állanak. Az űrkutatók már korábban is foglalkoztak ezzel a témával, pl. a Várnában 1975-ben megrendezett Cospas ülésen, ahol tekintélyes számú előadás hangzott el a Nap-Föld kapcsolatok jelentőségéről.

Ezen kutatások közül kettő már folyamatban van több év óta, a SERF azonban új feladat. Az SMY három témáját a fentiekben már említett szervezetek képviselőiből álló irányító bizottság állapította meg, és koordinálja a jövőben is.

A bőséges program legnagyobb részét a napfoltok és napkitörések mérései teszik ki. A NASA igen nagy mértékben járult hozzá az SMY alatt végzendő mérésekhez, elkészítettek ui. egy 8800 kg súlyú mesterséges holdat, amelynek a felbocsátására 1979 októberében került sor, és amely hatféle mérési feladatot végez el. Ez a mesterséges hold a maximális naptevékenység egész periódusa alatt működésben lesz, megfelelő időben és helyen pedig

különböző talajfelszíni berendezéseket is helyeznek el. A SMY programnak nem az a célja, hogy folyamatos méréseket végezzenek, hanem hogy a többféle mérés különlegesen összehangoltan és azonos időpontokban történjék. A méréseket 1–3 naponként kell végezni, így remény van arra, hogy a naptevékenységről azonos időben s módon végzett mérések alapján jó vizsgálati anyag álljon rendelkezésre. A SERF tevékenység szakaszai bővíthetnek a résztvevők kívánságai szerint. Minden hónapra két-három ilyen mérési időszakot jelöltek ki. A méréseket szervező obszervatóriumok az összegező eredményeket minden periódus végén közlik. A későbbi időszakban különleges szakcsoportok is csatlakoznak az SMY programhoz.

Ennek a nagyméretű nemzetközi programnak az eredményei várhatóan a Nap–Föld kapcsolatok kutatását is előbbre fogják vinni, azaz a Napnak a Földre gyakorolt ismert hatásain kívül az eddig még nem világos kölcsönkapcsolatok is tisztázódnak fognak.

Borbély E.

✱

AZ EURÓPAI GEOFIZIKAI TÁRSASÁG 1980. ÉVI ÜLÉSEI BUDAPESTEN

Korunk tudományos kutatásainak fejlődésével, az ún. tudományos forradalommal egy időben felmerült az a könnyen érthető igény is, hogy az egymástól elszigetelten működő kutatók megismerjék egymás eredményeit, kicseréljék tapasztalataikat és – ha ez hasznosnak ígérkezik – működjenek együtt a közös kutatási célok elérése érdekében. Ezt az igényt kielégítendő, századunkban létrejöttek a különböző nemzetközi tudományos uniók, majd az egyes tudományok közötti, ún. interdiszciplináris kapcsolatok ápolására megalakult a Tudományos Uniók nemzetközi Tanácsa, szakosos rövidítéssel az ICSU.

Az ICSU-ban tömörült 18 tudományos unió között találjuk többek között a csillagászati, a fizikai, a kémiai, a biológiai, a földrajzi uniókat, de bekapcsolódtak az ICSU szervezetébe humán tudományok, így a történelem, a filozófiai tudományok stb. uniói is. Az ICSU tevékenységét az ENSZ jelentős mértékben támogatja.

Az ICSU uniói között van az egyik legrégebben alakult természettudományi szervezet: a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió (IUGG). A 70 éves unió 6 tudományterületre kiterjedő társulása (asszociációja) között találjuk a meteorológiai, az oceanográfiai és a hidrológiai asszociációkat is. A későbbiek során a meteorológia egyre szélesebb skálájából főként a légkörfizika eredményei biztosították a kapcsolatot az egyre tudatosabban egységessé váló földtudományokkal.

Az uniók tevékenysége és célja elsősorban arra irányult, hogy a különböző nemzetbeli

kutatók időnként (általában 2–3 évenként) tudományos ülésszakokon bemutathassák témájukat, eredményeiket, közös programokat, terveket dolgozzanak ki. Az utóbbiak közül több világméretű programmá vált (pl. a Nemzetközi Geofizikai Év, a Globális Légkörkutatási Program stb.).

Mindenesetre az uniók világméretű nemzetközi összejövetelei során számos anyagi és személyi nehézség merült fel. Nem könnyű manapság sem egyik kontinensről a másikra utazni (s ez a nehézség elsősorban a fiatal kutatók részvételében jelentkezett), de a világkongresszusok szervezése is egyre nehezebbé vált, minthogy a résztvevők száma fokozatosan 1000 fő fölé nőtt. Másrésztől gazdaságosabbnak és sikeresebbnek is ígérkezett egy-egy kontinens sajátos tudományos kérdéseinek szűkebb körben történő megvitatása. Különösen Európában vált indokolttá a kutatások koordinálásának ún. regionális elkülönítése.

Így jött létre 1971 augusztusában az Európai Geofizikai Társaság (EGS), amely azóta is szoros kapcsolatban végzi – voltaképpen már az IUGG szervezetben lefektetett elvek szerint – tudományszervező munkáját, elsősorban európai témákra és kutatókra támaszkodva, együttműködve más nemzetközi szervezetekkel (COSPAR, INTERKOZMOSZ, KAPG stb.).

A Társaságnak minden kutató, tanszéki csoport, kutatóintézet, laboratórium, akadémia tagja lehet aránylag csekély (20 SF) évi tagdíj ellenében. Az EGS megalakulása óta összesen 6 tudományos ülésszakot rendezett. A nemzetközi szervezéssel járó, aránylag szűkre szabott adminisztratív és irányító munkát a tagok által választott, mintegy 20 tagú tanács végzi.

Az EGS legközelebbi, 7. ülését 1980. augusztus 24–29. között Budapesten (a Műszaki Egyetem épületében) tartja. Ugyanakkor rendezi az Európai Földrengési Bizottság (ESC) immáron 17. ülését (augusztus 21–29. között).

Az EGS tudományos programja 13 tudományos szimpózium előadásaiiban oszlik meg. Ezek között találjuk „A sugárzások a meteorológiában” című témakört, amelynek témavezetői *Czelnai Rudolf* professzor, az OMSZ elnöke és *Chr. Berrin de Brichambaut*, a francia szállítási (transzport) minisztérium meteorológiai igazgatójának tagja.

A meteorológiával rokon sajátos földtudományi témakörökön kívül tervezik „az ionoszféra és a magnetoszféra fizikája”, továbbá „a Nap és a bolygók közti kapcsolatok” és más, szélesebb körű érdeklődésre is számot tartó témák vitára tüzését is.

A hazai vendéglátó és szervező testületek a Magyar Tudományos Akadémia, az Eötvös Loránd Tudományegyetem, és a Magyar Geofizikusok Egyesülete. Az üléseket záró tanulmányi kirándulás programjában találjuk többek között a síófoki meteorológiai és a tihanyi geofizikai obszervatórium megtekintését is.

Béll B.

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 Budapest, Pf. 38. 1525**

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *IDőjárás* 59, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The Text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or if the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó et al* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters *a, b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of journal, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *IDőjárás* 59, 65–70. Zor 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 HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024

Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Tel: 353-500

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



Athenaeum Nyomda, 80.0043 Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329