

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

85. ÉVF. ★ 3. SZÁM ★ 1981. MÁJUS—JÚNIUS

TARTALOM

<i>Butor, J. F.</i> : A légköri aeroszol jellemzői városi, tengeri és óceáni környezetben (angolul)	117
<i>Várhelyi Gabriella—Gravenhorst, G.</i> : Biológiai források globális légköri kén-gáz-emissziójának meghatározása (angolul) ..	126
<i>Péczely György</i> : A szubtrópusi magasnyomású hatásközpontok néhány statisztikai-klimatológiai jellemzője (angolul)	134
<i>Sastri, A. S. R. A. S. — Ramana Rao, B. V. — Rama Krishna, Y. S.</i> : Az 1980. évi nyugat-rajasthani aszály éghajlati elemzése (angolul)	143
<i>Bónis Katalin</i> : A nitrogénvegyületek légköri mérlege Magyarország fölött	149
<i>Mika János</i> : Egyenletek izentróp felületen mozgó légrézecskek trajektóriáinak előrejelzésére	157
<i>Faragó Tibor</i> : Az éghajlatkutatás jelentősége és feladatai	162
<i>Mészáros Ernő</i> : A nitrogén légköri körforgalma; az antropogén hatások környezeti következményei	173
Irodalom	178

CONTENTS

<i>Butor, J. F.</i> : Contribution to the study of the atmospheric aerosol in urban, maritime and oceanic areas (in English)	117
<i>Várhelyi, G. — Gravenhorst, G.</i> : An attempt to estimate biogenic sulfur emission into the atmosphere (in English)	126
<i>Péczely, Gy.</i> : Some climatological-statistical characteristics of subtropical high-pressure centres of action (in English)	134
<i>Sastri, A. S. R. A. S. — Ramana Rao, B. V. — Rama Krishna, Y. S.</i> : Climatic analysis of droughts; a case study for 1980 in Western Rajasthan (in English)	143
<i>Bónis, K.</i> : The atmospheric budget of nitrogen compounds over Hungary	149
<i>Mika, J.</i> : Equations for the forecasting of the trajectories of air parcels moving on isentropic surfaces	157
<i>Faragó, T.</i> : The present role and tasks of the climate research	162
<i>Mészáros, E.</i> : The atmospheric cycle of nitrogen. The environmental hazard of anthropogenic effects	173
Literature	178

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 85. ★ NO. 3. ★ MAY—JUNE 1981 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	RADINOVIĆ, D. (Beograd)
ANTAL E. (Budapest)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
BÖHME, W. (Potsdam)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	STELCZER, K. (Budapest)
FEDERER, B. (Zürich)	SZEPESI D. (Budapest)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	TAKEUCHI, K. (Tokyo)
GÖTZ G. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
GULYÁS O. (Budapest)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VITEK, V. (Praha)
LOGVINOV, K. (Kijev)	WHELPLEDALE, 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: Budapest, Postafiók 38. 1525

Előfizetés: 1 évre 228 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára 38 Ft

Editorial Office: H-1525 Budapest P. O. B. 38 — Hungary. This journal, published bimonthly,
can be purchased from the distributor: KULTURA, H-1389 Budapest P.O.B. 149 — Hungary.

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May–June 1981. Budapest

Contribution to the study of the atmospheric aerosol in urban, maritime and oceanic areas¹

J. F. BUTOR, *Laboratoire de Physique des Aérosols et de Radioactivité Atmosphérique,
Faculté des Sciences (UBO), Av. Le Gorgeu 19200 BREST, France*

A légtéri aeroszol jellemzői városi, tengeri és óceáni környezetben. Szerző a légtéri aeroszol részecskéket kaszkád impaktor és Nuclepore szűrők segítségével fogta fel. Előzetesen meghatározta a mintagyűjtő berendezés jellemző paramétereit. Az Atlanti-óceán fölött gyűjtött mintákat optikai- és elektronmikroszkóppal tanulmányozta és eredményei alapján modell nagyság szerinti eloszlást állapított meg. Parti levegőben felfogott mintákkal megbecsülte a városi szennyeződéés tengeri aeroszokra gyakorolt hatását.

*

Contribution to the study of the atmospheric aerosol in urban, maritime and oceanic areas.
In order to study the atmospheric marine aerosol, particles were captured by a cascade impactor and Nuclepore filters. Samples were analysed by electron and optical microscopy. The characteristic parameters and the accuracy of the sampling device were determined and particle size distribution measurements were carried out during three campaigns over the North Atlantic Ocean. The effect of a slight urban pollution on the marine aerosol was studied by analysing samples corresponding to a coastal urban area. On the basis of the results obtained a model for the aerosol size distribution in the air over the North Atlantic Ocean is suggested.

*

Introduction. The atmospheric aerosol is composed of particles of different origin. As ocean covers a large part of the surface of our globe, marine aerosol is particularly interesting because of its role in climate control. Further, in the study of the global contamination from anthropogenic sources the determination of the characteristics of the aerosol particles in marine atmosphere is also of interest. Size distribution of atmospheric particles is probably one of the most important parameters (e. g. in ocean-atmosphere exchange processes, in long distance removal phenomena, in cloud formation and in earth radiative budget), since physical behavior and effects of aerosols depend on their size. All this confirms the importance to study the marine aerosol, especially from the point of view of the size spectrum. For this reason some years ago a program was started in France to determine the most important parameters of atmospheric particles collected over the Atlantic Ocean. In this paper the results obtained are presented and compared with those gained in slightly polluted urban air.

In the program atmospheric particles were collected by an Andersen impactor backed-up by a Nuclepore filter. Identification and count of collected

¹This paper is an abbreviated version of the author's dissertation prepared to obtain the doctor's degree at the University of Brest, France.

particles were carried out mainly by electron microscopy (transmission and scanning).

1. Experimental procedure

The scheme of the experimental device is shown in *Fig. 1*. The air flow through the sampler is fixed at 28.3 l/min. As it can be seen the sampling part of the device consists of an Andersen cascade impactor of eight stages and a Nuclepore filter.

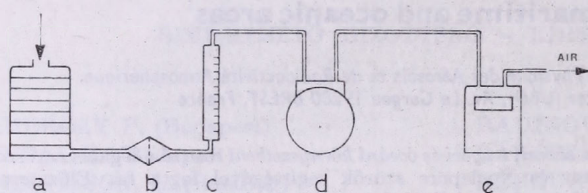


Fig. 1: The experimental device used in this study. a) Andersen impactor, b) Nuclepore filter (0.4 μm pore size) in an air-tight filter holder, c) flowmeter, air calibrated under atmospheric pressure, d) suction pump, e) Gallus counter, calibrated for air.

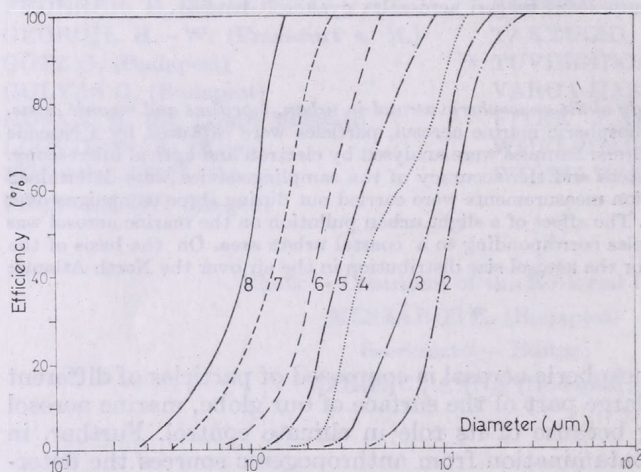


Fig. 2: Collecting efficiency curves of the different stages (numbers in the figure) of the Andersen impactor. Note: the curve for the first stage was not determined.

The *Andersen impactor*, whose original purpose is to simulate our respiratory system, is made of metal screens with collecting plates. This device is able to classify aerosols in terms of their size.

Our work has firstly consisted in the determination of the collection efficiency of this impactor by means of electron and optical microscopy of atmospheric particles collected. This made possible the determination of the following parameters:

TABLE I
Effective cut off sizes (E. C. S.) of the Andersen impactor

Stage	8	7	6	5	4	3	2
E. C. S. μm	1	1.4	2.4	3.3	4.6	8.5	11

- mean size distribution for each stage,
- mean collecting efficiency curves (*Fig. 2*) from which the effective cutoff size can be determined (*Table I*),
- number mean diameter and mass mean diameter for each stage (*Table II*).

It appears that, in the $0.3 \mu\text{m} < D_p < 50 \mu\text{m}$ size range, the selectivity of the Andersen impactor is satisfactory and loss of particles between stages are small.

TABLE II

Number mean diameter (N. M. D.) and mass mean diameter (M. M. D.) of the particles on the different stages of the Andersen impactor

Stage	8	7	6	5	4	3	2
N. M. D. μm	0.6 0.44	0.8 0.10	1.1	2	3.2	4.6	10
M. M. D. μm	1.25	1.25	2	3.4	5.6	8.8	20

Nuclepore filters are made by irradiation of a polycarbonate sheet ($10 \mu\text{m}$ thick) in contact with an uranium plate in a nuclear reactor. These filters have a very smooth face (even at electron microscopy scale) and regular cylindrical pores. They act as diffusion micro-batteries or impactors according to particle sizes. Observation in transmission electron microscope requires the production of a replica of the filter. In our case a carbon layer (1×10^{-2} - $1.5 \times 10^{-2} \mu\text{m}$) is deposited under vacuum on the filter surface with particles

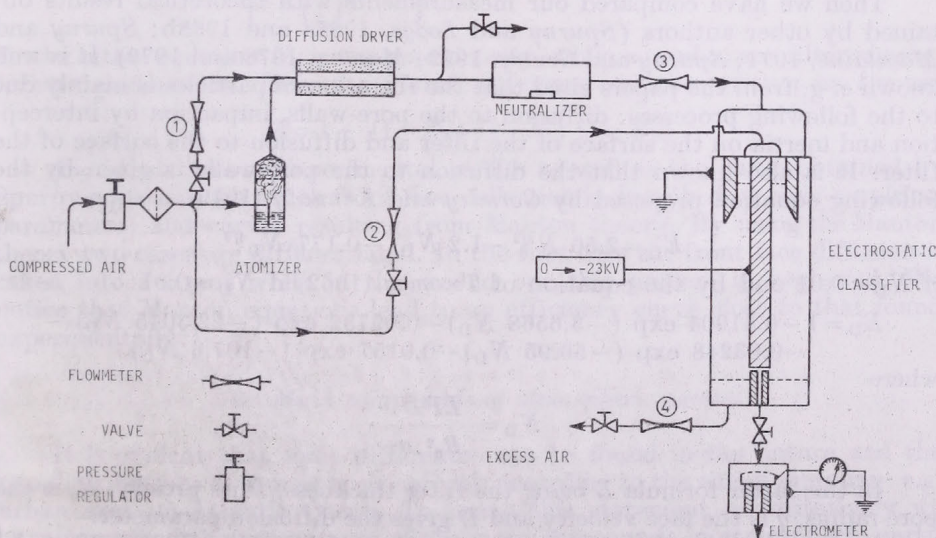


Fig. 3: Monodisperse aerosol generator used to calibrate Nuclepore filters.

sampled, then the filter is dissolved by means of chloroform vapour. Aerosol particles captured on the filter surface and in filter pores leave a track on the carbon film. In order to know the real efficiency of these filters, we have utilized particles generated by a monodisperse aerosol generator constructed in our laboratory.

The *monodisperse aerosol generator* is based on the electrostatic classification method, described by *Liu and Pui (1974)*, from initial polydisperse aerosols. Particles generated by a Collision atomizer pass through a diffusion

TABLE III

Experimental efficiency of the Nucleopore filter (porosity 0.125 — pore diameter 0.4 μm) at 28 l/min. for NaCl particles (ρ = 2.16)

D_p μm	2.3×10^{-2}	2.6×10^{-2}	2.7×10^{-2}	2.9×10^{-2}	3.25×10^{-2}	3.7×10^{-2}
E %	94	90.3	87.4	86.3	85.2	86.3
D_p μm	4.3×10^{-2}	4.9×10^{-2}	6.25×10^{-2}	6.8×10^{-2}	8×10^{-2}	9.7×10^{-2}
E %	87.4	89.4	92.8	96.3	97.6	100

dryer, then they are charged by a radioactive source which brings them to a stable Boltzmann equilibrium charge level before entering the electrical mobility classifier where they are collected according to their diameter.

Our generator is shown in *Fig. 3*. We took care of measurements of the air-flow because of the importance of the precise knowledge of the flow-speed. This device generates particles of a few hundredth microns diameter in well defined concentration with standard deviation of about 1.3.

Owing to our generator, we have been able to determine experimentally the *efficiency of Nucleopore filters* used in this study by measuring the concentration of particles of different diameters upstream and downstream of the tested filter. Results are gathered in *Table III*.

Then we have compared our measurements with theoretical results obtained by other authors (*Spurny and Lodge, 1968a and 1968b; Spurny and Madelaine, 1971; Spurny and Gentry, 1979; Manton, 1978 and 1979*). It is well known e. g. from the papers cited that the filtration of particles is mainly due to the following processes: diffusion to the pore-walls, impaction by interception and inertia on the surface of the filter and diffusion to the surface of the filter. It is also known that the diffusion to the pore-walls is given by the following equation proposed by *Gormley and Kennedy (1949)*:

$$E_D = 2.56 N_D^{2/3} - 1.2 N_D - 0.177 N_D^{4/3}$$

if $N_D < 0.01$ and by the equation of *Twomey (1962)* if $N_D > 0.01$:

$$E_D = 1 - 0.81904 \exp(-3.6568 N_D) - 0.09752 \exp(-22.3045 N_D) - 0.03248 \exp(-56.95 N_D) - 0.0157 \exp(-107.6 N_D),$$

where

$$N_D = \frac{LPD}{R_0^2 \cdot q}$$

In this latter formula L being the filter thickness, P its porosity, R_0 is the pore radius, q is the face velocity and D gives the diffusion parameter.

On the other hand the impaction on the surface of the filter is given by *Manton (1978)* as follows:

$$E_S = [N_R(2 - N_R)]^{2/(1 + aN_R + bN_R^2)}$$

where $N_R = r/R_0$ (r being the particle radius) and $a = \frac{a_1 I^2 - a_2 I}{I + a_3}$; $b = b_1 I + b_2 I^{1/2} + b_3 I^{1/4}$, where $I = \frac{2}{9} \rho Re P$. In the expression of $I Re$ is the Reynolds number, a_1 and b_1 are filter characteristic para-

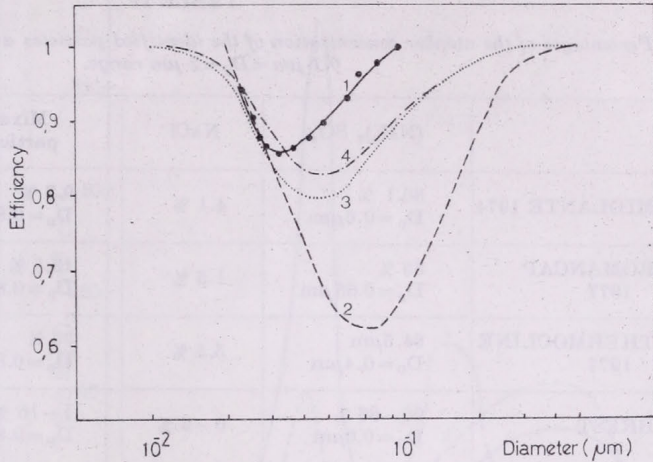


Fig. 4: Filtration efficiency of the Nuclepore filter (porosity 0.125; pore diameter 0.4 μm). Experimental curve: 1. Theoretical curves; 2. Spurny; 3. Manton; 4. Manton (when front face diffusion is taken into account)

eters, while ρ is the particle density. Finally the diffusion to the front face can be calculated by an equation published by Manton (1979):

$$E_F = 1 - \exp \left[\frac{-\alpha_1 D^{*2/3}}{I + \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right) D^{*7/15}} \right], \text{ where } D^* = \frac{D}{D_0 \rho}, D_0 = (\pi N_0)^{-1/2},$$

In the latter equation N_0 is the pore density, while α_1 and α_2 are filter characteristic parameters. Thus the global efficiency can be written as follows:

$$E = 1 - (1 - E_F) (1 - E_S) (1 - E_D)$$

Fig. 4. shows our experimental results as well as the curve obtained by Spurny equations (in which front face collection is described by semi-empirical parameters) and curves resulting from Manton theory. By using the Manton theory two cases are differentiated. In the first case the front face diffusion is taken into account while in the second one this process is neglected. We notice that Manton equations lead to an efficiency curve close to that found experimentally.

2. Main compounds of atmospheric aerosol

It is evident that some differences can be found in the nature and the size distributions of atmospheric aerosols according to the site of sampling: e.g. urban area or Atlantic Ocean. To prove this statement quantitatively we have compared the percentages of the main compounds in atmospheric particulate identified by means of electron microscopy in aerosol samples collected

in slightly polluted urban area of Brest and in three sampling areas over the Atlantic Ocean:

- "Midlante 1974", from Dakar to Azores Islands, (Tymen et al., 1975).
- "Romancap 1977", from Abidjan to Port-Gentil (Butor et al., 1978).
- "Thermocline 1977", 500 km off French coasts (10°-11° West and 46° North).

TABLE IV

Percentages of the number concentration of the identified particles and their mean diameter in the $0.1 \mu\text{m} < D_p < 2 \mu\text{m}$ range.

	(NH ₄) ₂ SO ₄	NaCl	Mixed particles	Pollutants
MIDLANTE 1974	86.1 % D _p = 0.6 μm	4.1 %	9.7 % D _p = 0.8 μm	0
ROMANCAP 1977	85 % D _p = 0.65 μm	1.5 %	13.5 % D _p = 0.8 μm	0
THERMOCLINE 1977	64.5 μm D _p = 0.4 μm	5.5 %	30 % D _p = 0.8 μm	0
BREST	60-86 % D _p = 0.6 μm	0-5 %	1-16 % D _p = 0.8 μm	2-34 % 0.5 μm

Table IV summarizes the results obtained. It can be seen from data tabulated that over the Atlantic Ocean the atmospheric particles consist primarily of ammonium sulfate and of sea salt identified as sodium chloride (or of a mixture of these substances). The prevalence of these materials can be explained by the two main aerosol formation processes. Thus small ammonium sulfate particles are due to the gas-to-particle conversion of sulfur gases and ammonia, while larger sodium chloride particles are generated by the surface desintegration of the ocean water. It is to be noted that our results of "Romancap 1977" are in an excellent agreement with those published by Mészáros and Vissy (1974) for an oceanic area close to our sampling site. It can also be seen that in Brest (coastal area) some combustion products termed as pollutants are also identified. The percentage of these particles varies between 2% and 34% as a function of the wind direction.

3. Quantitative study: size spectrum analysis

Besides the determination of the nature of atmospheric particles we have studied their size distribution over the Atlantic Ocean and in Brest where the urban pollution is superimposed on the maritime aerosol.

The average number size distribution obtained by means of the Andersen impactor and Nuclepore filters for Brest is illustrated in Fig. 5. (Eight stage - except the first one - of the Andersen impactor, Nuclepore filter and global curve). Usually, the size spectrum can be fitted by three log normal distributions (Whitby, 1973). In agreement with this concept we found three modes:

- the nucleation mode, from 10^{-3} μm to $D_p = 5 \times 10^{-2}$ μm .
- the accumulation mode, for 5×10^{-2} $\mu\text{m} < D_p < 2$ μm .
- the coarse particle mode for $D_p > 2$ μm .

The origin of these three modes can be explained, as *Whitby* (1973) discussed in detail, by the formation and dynamics of aerosol particles in the atmosphere.

From the comparison of the results of our aerosol measurements at the

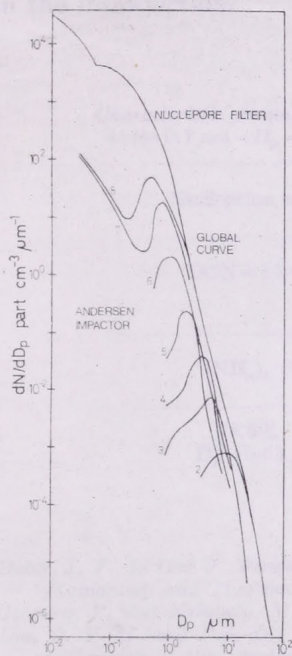


Fig. 5: Average size distribution of the atmospheric aerosol in Brest.

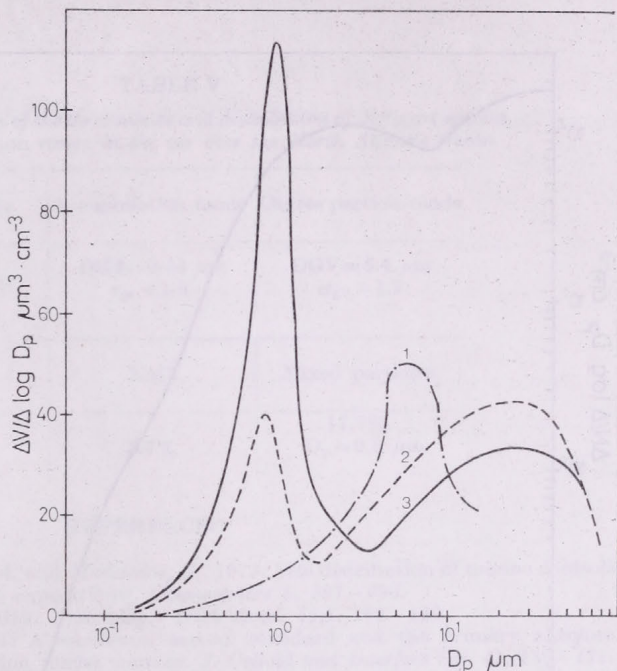


Fig. 6: Size distribution of the volume of aerosol particles under different conditions: 1. Thermocline 1977; 2. Brest under maritime influence; 3. Brest under urban influence.

three sites over the Atlantic Ocean it appears that the variations of the characteristics of the modes are comparatively small; so we can conclude that marine aerosol seems to be more stable in time and space than the continental one.

The change of the size spectrum of the oceanic aerosol under the influence of urban pollution is estimated by comparing the results of "Thermocline 1977" with those for Brest under maritime and urban influences. An analysis of the number, surface and volume distribution shows interesting results. For example in the oceanic samples the $\Delta V/\Delta \log D_p$ curve exhibits only one mode at about $D_p = 5$ μm (Fig. 6) whereas in Brest the accumulation mode appears additionally to the coarse particle mode. Its contribution to the global volume is increased by increasing urban pollution level, simultaneously the coarse particle mode decreases and is shifted up to $D_p = 20$ μm . This means that over the ocean we were close to the giant marine nucleus source, whereas in Brest the spectrum of giant marine nuclei is modified owing to their removal, coagulation and mixing with anthropogenic dust (which can be observed by micros-

copy). A statistical analysis of modes, which permits to determine the geometric mean diameters and the geometric standard deviations of the log normal components modeling the measured distributions, confirms these results.

The anthropogenic effect on the marine aerosol was studied in a very particular case. In April and June 1978, just after the wreck of the Amoco Cadiz tanker near the coasts of Brittany (France) several samples were taken at a nearby coastal station. Due to the huge sea pollution produced by the

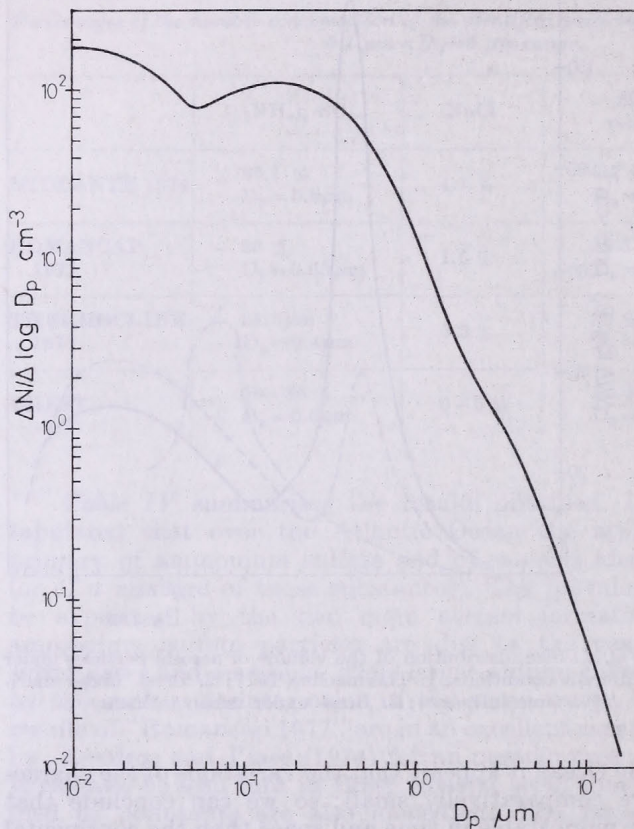


Fig. 7: Number average size distribution in North Atlantic Ocean.

tanker the size distribution of the aerosol particles was extremely distorted. Thus the accumulation mode and coarse particle mode seem to be not independent under these special conditions (contrary to the general case) and the coarse particle volume is increased by 20 times. This increase is probably caused partly by the consequence of modifications in bubbling and spraying processes due to the hydrocarbon film at the sea surface and partly by the more intense coagulation process.

An interesting natural phenomenon was also observed on the north coast of Brittany during day time low tide. It consists in the modification of the maritime aerosol due to the photolysis of organic sulfur emitted from stretches of drying algae. In this case an important increase of the nuclei mode can be detected which modifies considerably the number size distribution.

4. Conclusion

On the basis of our results obtained over the North Atlantic Ocean a model size distribution is suggested for the marine aerosol (*Fig. 7* and *Table V*). This distribution, based on the composition, average size distribution and characteristic parameters of the three modes, is proposed for numerical modeling the effects of marine particles on the atmospheric processes mentioned in the introduction.

TABLE V

Characteristic parameters of the three modes and distribution of different species in the $0.1 \mu\text{m} < D_p < 2 \mu\text{m}$ range in the air over the North Atlantic Ocean

Nucleation mode	Accumulation mode	Coarse particle mode
DGN $< 10^{-2} \mu\text{m}$	DGS = $0.64 \mu\text{m}$ $\sigma_{gs} = 1.6$	DGV = $5.4 \mu\text{m}$ $\sigma_{gV} = 1.7$
$(\text{NH}_3)_2 \text{SO}_4$	NaCl	Mixed particles
78.5% $D_p = 0.53 \mu\text{m}$	3.7%	17.7% $D_p = 0.8 \mu\text{m}$

REFERENCES

- Butor, J. F., Le Gac, J., Renoux, A. and Madelaine, G., 1978: Size distribution of marine aerosols (Romancap and Thermocline expeditions). *Chemosphere* 8, 687-690.
- Gormley, P. and Kennedy, M., 1949: *Proc. Roy. Irish Acad.* 52A, 163-169.
- Liu, B. Y. H. and Pui, D., 1974: A submicron aerosol standard and the primary absolute calibration of the condensation nuclei counter. *J. Colloid and Interface Sci.* 47, 155-171.
- Manton, M. J., 1978: The impactation of aerosols on a Nuclepore filter. *Atmospheric Env.* 12, 1669-1675.
- Manton, M. J., 1979: Brownian diffusion of aerosols to the face of a Nuclepore filter. *Atmospheric Env.* 13, 525-531.
- Mészáros, A. and Vissy, K., 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *Aerosol Sci.* 5, 101-109.
- Spurny, K. and Lodge, J. P., 1968a: Structural and filtration properties of nuclear pore filters. *Collection Czechoslov. Chem. Commun.* 33, 3679-3693.
- Spurny, K. and Lodge, J. P., 1968b: Analytical methods for determination of aerosols by means of membrane ultra filters. Filtration mechanisms of pore filters studied by means of electron microscopy. *Collection Czechoslov. Chem. Commun.* 33, 3931-3942.
- Spurny, K. and Madelaine, G., 1971: Analytical methods for determination of aerosols by means of membrane ultra filters. Efficiency measurement of nuclear pore filters by means of latex aerosols. *Collection Czechoslov. Chem. Commun.* 36, 2857-2866.
- Spurny, K. and Gentry, J. W. 1979: Aerosol fractionization by graded Nuclepore filters. A Review. *Powder Technology* 24, 129-142.
- Twomey, S., 1962: *Bull. Obs. Puy de Dôme*, 173-180.
- Tymen, G., Butor, J. F., Renoux, A., Madelaine, G., 1975: Quelques caractéristiques de l'aérosol situé au-dessus de l'Atlantique (Campagne Midlante 1974). *Chemosphere* 4, 357-360.
- Whitby, K. T., 1973: On the multimodal nature of atmospheric size distributions. *VIII International Conference on Nucleation, Leningrad USSR.*

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May–June 1981. Budapest

An attempt to estimate biogenic sulfur emission into the atmosphere

G. VÁRHELYI¹ and G. GRAVENHORST *Institut für Atmosphärische Chemie, Kernforschungsanlage Jülich GmbH, D—5170 Jülich, FRG*

Biológiai források globális légköri kén-gázemissziójának meghatározása. Az eddigiekben publikált természetes kén-gázemisszió-értékeket a szerzők a légköri kén-ciklus hiányzó tagjaként, közvetett úton becsülték meg. Az így kapott értékek, amelyek ezért a kénháztartásban szereplő többi tag meghatározási pontosságától függnnek, jelentős eltéréseket mutatnak. Jelen tanulmányban kísérletet teszünk arra, hogy a legutóbbi években végzett első közvetlen emissziómérések eredményeinek összegyűjtése és globális léptékre történő extrapolálása útján határozzuk meg a biológiai forrásokból eredő globális légköri kén-gázemissziót. Az a következtetés vonható le, hogy a biológiai források globális légköri kén-gázemissziója kisebb, mint a korábbiakban becsült értékek.

*

An attempt to estimate biogenic sulfur emission into the atmosphere. The natural sulfur gas emission has until now been calculated as the missing term to close the atmospheric sulfur cycle, and therefore the inferred values have been highly dependent on the other terms of the sulfur budget and have shown great discrepancies. The present work is the first attempt to evaluate the yearly global atmospheric sulfur gas production by biogenic sources on the basis of direct emission measurements. By extrapolation from measured data published until now it is concluded that the global biogenic sulfur production into the atmosphere is lower than previously assumed.

*

Introduction. In order to assess the anthropogenic influence on natural atmospheric cycles of trace substances it is necessary to know the contribution of biogenic sources to the overall sulfur emission into the atmosphere. To quantify the global atmospheric sulfur cycle the biogenic sulfur emission rate has up to now been determined only indirectly in balancing the emission and removal rates. Thus the derived values have depended strongly on the accuracy of the other flux rates assumed in the sulfur budget and have showed great variations (*Eriksson, 1959; Kellogg et al, 1972; Friend, 1973; Granat et al, 1976*). Therefore an attempt is made here to summarize the present data on measured source strengths of biogenic production mechanisms and to evaluate emission rates without assuming a closed atmospheric cycle. These emission rates, however, are still subject to large uncertainties since the extrapolation from a few measurements limited in time and space to continental, hemispheric even global conditions can be questioned quite seriously.

¹On leave from: Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest, P. O. B. 39. Hungary

1. Biogenic sources of atmospheric sulfur compounds

As a result of mainly anaerobic decomposition processes reduced sulfur compounds such as H_2S , $(CH_3)_2S$, CS_2 , COS are emitted into the atmosphere. The sulfur originates either from the sulfur content of decaying organic matter or from the sulfate content of natural waters especially in swamps, marshes and anoxic oceanic basins.

2.1 *Biogenic sources of H_2S* . H_2S can be produced in the course of decomposition of organic matter and of microbiological sulfate reduction (Schlegel, 1974; Bremner and Steele, 1978). Measured emission rates are shown in Table I. From these results it can be assumed that H_2S is emitted in estuarine

TABLE I
 H_2S biogenic flux densities for continental and coastal areas

Source	Flux density (t S km ⁻² yr ⁻¹)	Author
Continental areas		
Mineral soil (Alfisol, Inceptisol)	0.00015–0.00027	Adams et al., 1978
Organic soil (Histosol)	0.17	Adams et al., 1979
Forest soil		
France	0.01 –0.04	Delmas et al., 1980
Ivory Coast	0.26 –2.6	Delmas et al., 1980
Swamp	0.03	Jaeschke et al., 1978
Stagnant swamp	0.17	Adams et al., 1979
Meadow	0.007 –0.2	Delmas et al., 1980
Fresh pond water	0.06 –0.13	Adams et al., 1979
Coastal areas		
Mud flat (H_2S + COS)	0.20	Aneja et al., 1979
Tidal flat	0.03 –0.04	Jaeschke, 1978
<i>Spartina alterniflora</i> zone	0.03 –0.92	Hill et al., 1978
Intertidal marsh	0.01	Adams et al., 1979
Shallow coast	17.5 –440	Hansen et al., 1978

marshes, tidal flats as well as in swamps and bogs. In addition poorly drained anaerobic soils can also emit H_2S . The emission rates range between 0.0002–0.17 t S km⁻² yr⁻¹ for the selected test sites on the continents. Experimental evidence suggests that other soil types can act as sinks as well as sources for H_2S : In the eastern part of the U.S. small production rates were measured (Adams et al, 1978), however, the measurements in a static chamber (Jaeschke et al, 1978) do not contradict the assumption that several soils act rather as a sink than a source. We calculated H_2S deposition velocities of 0.01–0.03 cm/sec from the data published by Jaeschke et al. (1978). For coastal areas emission rates between 0.01–0.92 t S km⁻² yr⁻¹ were found (Table I). The very high source strengths given by Hansen et al (1979) are valid only for restricted coastal environments with very high organic accumulation (Jorgensen, 1980, personal communication). The oceanic surface was assumed by us not to release H_2S since the oceanic surface layers are well aerated and H_2S , when produced at the bottom, is oxidized in the surface oceanic layers and therefore can not be released into the atmosphere.

TABLE II
 $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ flux densities for continental, coastal and oceanic areas

Source	Flux density (t S km ⁻² yr ⁻¹)	Author
Continental areas	Mineral soil (Alfisol, Inceptisol)	0.0001–0.0015 Adams et al., 1978 Adams et al., 1979
	Organic soil (Histosol)	0.05–0.08
	Stagnant swamp	0.04 Adams et al., 1979
	Marsh	0.91 Adams et al., 1979
	Fresh pond water	0.003–0.007 Adams et al., 1979
Coastal areas	Salt marsh grass	0.66 Aneja et al., 1979
	Mud flat zone	0.04 Aneja et al., 1979
	Intertidal flat	0.042 Adams et al., 1979
Ocean	Calculated	0.01 Liss and Slater, 1974
	Calculated	0.006 Maroulis and Bandy, 1976
	Calculated	0.075 Nguyen et al., 1978

1.2 *Dimethyl-sulfide*. The investigations of *Bremner* (1977) show that $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ is emitted from some soils as a degradation product of methionine. In addition it was found that active leaves also emit $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ (*Lovelock et al*, 1972; *Rasmussen*, 1974).

In intertidal flats a pronounced $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ production is observed when algae are present (*Delmas et al*, 1979). According to *Challenger* (1951) $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ can originate from DMPT (dimethyl- β -propiothetin) which is widely distributed in algae.

The role of the ocean surface was investigated by several workers but direct emission measurements have not been made yet. The fluxes calculated for $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ from the ocean into the atmosphere by *Nguyen et al* (1978) as well as *Liss and Slater* (1974) are based on $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ measurements in the oceanic water.

TABLE III
 CS_2 biogenic flux densities for continental, coastal and oceanic areas

Source	Flux density (t S km ⁻² yr ⁻¹),	Author
Continental areas	Mineral soil (Alfisol, Inceptisol)	0.00005–0.001 Adams et al., 1979
	Organic soil (Histosol)	0.127–0.171 Adams et al., 1979
	Stagnant swamp	0.006 Adams et al., 1979
	Marsh	0.125 Adams et al., 1979
	Marsh	0.20 Aneja et al., 1979
	Fresh pond water	0.014–0.055 Adams et al., 1979
Coastal areas	Intertidal marsh	0.013 Adams et al., 1979
Ocean	Calculated	0.0002 Dak Sze and Ko, 1979
	Calculated	0.0004–0.0007 this work

Maroulis and Bandy (1977) estimated emission rates by interpreting atmospheric $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ concentration changes. The $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ emission rates (measured and estimated) are listed in *Table II*.

1.3 Carbon disulfide. In soils and manures biogenic CS_2 is mainly produced by microbial decomposition of cysteine and cystine (*Bremner and Steele, 1978*). Its emission rate from organic soils, included also swamps and marshes, as well as from intertidal flats is in the range $0.006 - 0.20 \text{ t S km}^{-2}\text{yr}^{-1}$, while mineral soils release much less amounts of CS_2 (*Table III*).

The role of the ocean in the production of CS_2 was investigated by *Lovelock (1974)*. He measured an almost constant CS_2 concentration in oceanic water between 50° N and 65° S . He concluded that CS_2 originates from anaerobic decomposition processes on the sea floor. Using his measured concentrations in the oceanic surface waters and the stagnant film model for the ocean surface resistance to gas transfer oceanic emission rates of $0.0004 - 0.0007 \text{ tS km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ can be estimated.

The oceanic CS_2 emission of $10^7 \text{ molecules cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ obtained by *Dak Sze and Ko (1979)* based on a rough atmospheric model estimation gives a CS_2 emission rate of about $0.0002 \text{ tS km}^{-2}\text{yr}^{-1}$ (*Table III*).

1.4 Carbonyl sulfide. *Bremner (1977)* shows that COS is produced by microbial decomposition of thiocyanates and isothiocyanates contained in organic matter. The emission rate of COS from organic soils and intertidal marshes is on an average by at least an order of magnitude greater than the

TABLE IV
COS biogenic flux densities for continental and coastal areas

Source	Flux density ($\text{t S km}^{-2}\text{yr}^{-1}$)	Author
Continental areas		
Mineral soil (Alfisol, Inceptisol)	0.0003 - 0.0022	Adams et al., 1978
Organic soil (Histosol)	0.019 - 0.027	Adams et al., 1979
Stagnant swamp	0.005	Adams et al., 1979
Marsh	0.020	Adams et al., 1979
Marsh	0.030	Aneja et al., 1979
Coastal areas		
Intertidal marsh	0.006	Adams et al., 1979

release from mineral soils (*Table IV*). Until now no measurements have been made for the determination of the COS emission from the ocean, but it can be assumed that a significant amount of COS found in oceanic air is produced by photolysis of CS_2 released from the ocean (*Sandalls and Penkett, 1977*)

2. Global biogenic sulfur emission

As can be seen in *Tables I-IV* the measured emission rates vary within some orders of magnitude and refer only to some very restricted areas of the Earth's surface. In spite of the lack of more representative measured data we have tried to extrapolate these values to a global scale.

2.1 *Global biogenic sulfur emission from land areas.* For H_2S we estimate a flux into the atmosphere on the basis of a range for the emission rate density of $0.01 - 0.2 \text{ t S km}^{-2}\text{yr}^{-1}$. We can derive the total emission area of the continents in two ways: 1. We assume that only wetlands with high organic content as swamps, marshes and peatlands emit H_2S into the atmosphere. The area of these wetlands amounts to $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Bolin et al. 1979). With this area we get a $H_2S - S$ flux of $0.035 - 0.7 \times 10^6 \text{ t S yr}^{-1}$. 2. If we assume that H_2S escapes into the atmosphere from poorly drained anaerobic soils (including also Histosols) and the extent of this soil type is estimated from soil maps (FAO 1971, 1975, 1979) to ca. 5% of the global continental area ($7.4 \times 10^6 \text{ km}^2$) the continental biogenic H_2S source strength would be ca. twice as large ($0.07 - 1.5 \times 10^6 \text{ t S yr}^{-1}$) as the first value. Both values are probably upper limits since Aneja et al (1979) and Adams et al (1979) observed that no biogenic sulfur gas emission occurs at temperatures below 5°C .

TABLE V
Estimated global biogenic sulfur emission (10^6 t S yr^{-1})

	Continents without wetlands	Swamps, marshes, peats	Coastal areas	Oceans	Total
H_2S	0.0	0.035 - 1.5	0.02 - 0.3	0.0	0.05 - 1.8
$(CH_3)_2S$	0.01 - 0.08 0.5*	0.14 - 3.7	0.07 - 0.34	2.2 - 27	3.0 - 31.6
CS_2	0.04 - 0.05	0.04 - 1.5	0.02	0.07 - 0.24	0.17 - 1.8
COS	0.02 - 0.11	0.04 - 0.2	0.01	0.0	0.07 - 0.3
Total	0.6 - 0.7	0.3 - 6.9	0.1 - 0.7	2.3 - 27.2	3.3 - 35.5

Total organic S estimated from litterfall: 1.1 - 3.2

*Emission from leaves (Hitchcock, 1975)

The measurements by Bremner (1977) indicate that anaerobic conditions favour the volatilization of organic reduced sulfur gases from soils. We have therefore assumed that the higher emission rates for these gases (Tables II - IV) measured for wetlands are representative for the same area ($3.5 - 7.4 \times 10^6 \text{ km}^2$) which we used to estimate the continental H_2S emission. The source strengths from these environments obtained in this way are shown in Table V. For mineral soils very limited number of measurements have been made (Tables II - IV). When applying these values for an overall area of $50 \times 10^6 \text{ km}^2$ an additional continental emission rate of organic sulfur gases can be calculated. This value was derived by considering the land areas besides wetlands and deserts (about $100 \times 10^6 \text{ km}^2$, Bolin et al. 1979) and assuming biological activity during half of the the year. For H_2S these emissions are insignificant.

The total continental $(CH_3)_2S$ emission rate calculated as the sum of the release from swamps, marshes, peats and from mineral soils ranges between $0.15 - 3.8 \times 10^6 \text{ t S yr}^{-1}$. This value is in good agreement with the corresponding $(CH_3)_2S$ volatilization rate of $1.5 - 4.9 \times 10^6 \text{ t S yr}^{-1}$ given by Hitchcock (1975). Her values are derived from estimations of the mass of the soil assumed to be a potential source for $(CH_3)_2S$ and the release rates given by Lovelock et al. (1972) per unit weight of soil. Organic sulfur gases can be also emitted from

above-ground organic material. Volatilization of $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ from active and senescent leaves is estimated by *Hitchcock* (1975) to be 0.5×10^6 t S yr^{-1} .

Another way to approximate the total flux of organic sulfur gases from organic material decomposing in, on and above the ground is the following: *Bremner and Steele* (1978) found that on the average 1–3% of the sulfur content of plant material was released during incubation of the soil-plant system under aerobic or waterlogged conditions. Assuming that the annual litter fall amounts to about 100×10^{15} g (*Bolin et al.* 1979) and that the average sulfur content of the litter is 0.1% by mass an emission rate of $1.1 - 3.2 \times 10^6$ t S yr^{-1} can be obtained. This value agrees quite well with the range of the total continental emission for the sum of $(\text{CH}_3)_2\text{S}$, CS_2 and COS (*Table V*). On the basis of the total continental biogenic sulfur source strength obtained, an average continental emission density of $0.01 - 0.03$ t S km^{-2} yr^{-1} can be derived.

2.2 Global biogenic sulfur emission from coastal areas. The total coastal area was set equal to the area of the world's estuaries (1.7×10^6 km^2) as defined by *Woodwell et al.* (1973). In the coastal environment all four biogenic sulfur gases contribute about the same amount to the total sulfur emission. The total source strength from coastal areas is smaller than the emission rates from wetlands as well as from the other continental areas. On a global scale the sulfur gas emission from the coastal areas does not therefore seem to contribute significantly to the overall biogenic sulfur gas emission.

2.3 Global biogenic sulfur emission from oceans. Since until now no direct emission measurements for organic sulfur compounds have been made over the oceans this maritime source strength can be approximated only by the calculated emission values for $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ and CS_2 given earlier. Very little information is available which refers to the direct oceanic H_2S and COS release rates. However it can be expected that H_2S is not emitted from the ocean surface.

The larger range of the oceanic emission rate ($2.2 - 27 \times 10^6$ tS yr^{-1}) for $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ in *Table V* underlines the uncertainties still involved in estimating the flux rate across the air-sea interface.

However, the high $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ emission rate of 27×10^6 tS yr^{-1} proposed by *Nguyen et al.* (1978) may be an over-estimation of this source strength. The $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ concentration difference across the air-sea interface applied by *Nguyen et al.* (1978) in their flux calculations is based on a relatively high $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ concentration in the subsurface layer (30×10^{-9} g l^{-1}). Furthermore the concentration increase from the subsurface to the microlayer was deduced only from a limited number of measurements in the Mediterranean Sea during calm conditions. In addition, the transfer resistance of 0.005 cm s^{-1} could well be larger by a factor of ca two, if one were to use an average laminar film thickness of 50 μm and a diffusion coefficient for $(\text{CH}_3)_2\text{S}$ in water of 1.1×10^5 cm^2s^{-1} . Since the flux rate is directly proportional to both the concentration difference across the air-sea interface as well as the transfer resistance, the calculated value of 27×10^6 t S yr^{-1} may well be too high by a factor of five.

The CS_2 release from the oceans does not seem to play an important role in the overall sulfur budget.

3. Conclusions

According to our estimate the global biogenic sulfur emission into the atmosphere lies in the range of $3.3 - 35.5 \times 10^6$ tS yr⁻¹. The upper limit of this range is mainly based on the high maritime (CH₃)₂S production rate proposed by *Nguyen et al.* (1978), which has to be substantiated by direct flux measurements. In spite of the great uncertainties still involved in estimating natural sulfur emission rates, it can be concluded that the biogenic portion of the global sulfur emission into the atmosphere is considerably less than previously proposed (*Eriksson*, 1959; *Kellogg et al.* 1972; *Friend*, 1973).

When evaluating the certainty of our estimate, it must be taken into consideration that we have extrapolated to global scale from data which are valid only for some restricted areas. In the lack of more detailed measurements we could not differentiate between emission rates for different seasons and geographical areas. In addition to it the emission data used in our calculations have been determined by different methods. However our work can be considered as a first attempt to determine one of the until now most uncertain terms of the atmospheric sulfur budget on a direct way, independently of the other terms of the budget. Our results show that the anthropogenic sulfur emission exceeds already nowadays the natural sulfur gas emission even if we take into account the higher volcanic emission values published in the last years. *Sabroux* (1980, personal communication) gives a global volcanic sulfur gas emission of 15×10^6 t S yr⁻¹ while *Cadle* (1980) reports even higher emission rates ($20 - 30 \times 10^6$ tS yr⁻¹). Since for judging on the effect of increasing anthropogenic sulfur emission an exact value of the sulfur production of natural sources is very important, further investigation and more precise emission measurements are highly needed.

REFERENCES

- Adams, D. F., Pack, M. R., Bamesberger, W. L., and Sherrard, A. E.*, 1978: Measurements of biogenic sulfur containing gas emissions from soils and vegetation. *71st Meeting of the A. P. C. S.*, Houston, Texas
- Adams, D. F., Farwell, S. O., Robinson E. and Pack, M. R.*, 1979: Assessment of biogenic sulfur emissions in the SURE area. Research Project 856-1. *Final Report, EPRI.*
- Aneja, V. P., Overton, J. H., Cupitt, L. T., Durham, J. L. and Wilson, W. E.*, 1979: Carbon disulphide and carbonyl sulphide from biogenic sources and their contributions to the global sulphur cycle *Nature* 282, 493-496
- Bolin, B., Degens, E. T., Duvigneaud, P., and Kempe S.*, 1979: The global biogeochemical carbon cycle. In: *The global carbon cycle* (eds. Bolin et al). SCOPE 13, John Wiley and Sons
- Bonsang, B., Nguyen, B. C., and Paugam, J. Y.* 1976: Sur la formation de gaz sulfurés et de noyaux d'Aitken dans l'atmosphère, le long du littoral. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris. Ser. D.* 283, 1285-1288
- Bremner, J. M.*, 1977: Role of organic matter in volatilization of sulphur and nitrogen from soils. *Soil organic matter studies II.* 229-240 International Atomic Energy Agency, Vienna
- Bremner, J. M. and Steele, C. G.*, 1978. Role of microorganisms in the atmospheric sulfur cycle. *Advances in Microbial Ecology*, 2.
- Cadle, R. D.*, 1975: Volcanic emissions of halides and sulfur compounds to the troposphere and stratosphere. *J. Geophys. Res.* 80, 1650-1652
- Cadle, R. D.*, 1980: A comparison of volcanic with other fluxes of atmospheric trace gas constituents, NCAR, Boulder, Preprint
- Challenger, F.*, 1951: Biological methylation. *Advances in Enzymology* 12, 429-491
- Dak Sze, N. and Ko, M. K. W.*, 1979: CS₂ and COS in the stratospheric sulphur budget. *Nature* 280, 308-310
- Delmas, R., Baudet, J., Servant, J. and Baziard, Y.* 1980: Emissions and concentrations of hydrogen sulfide in the air of the tropical forest of Ivory Coast and of temperate regions in France. *J. Geophys. Res.* 85, 4468-4474

- Eriksson, E., 1959: The yearly circulation of chloride and sulfur in nature; meteorological, geochemical and pedological implications, Part I. *Tellus* 11, 375-403
- FAO, 1971: Soil map of the world IV. South America, *Unesco-Paris*
- FAO, 1975: Soil map of the world. II. North America, *Unesco-Paris*
- FAO, 1979: Soil map of the world. IX. Southeast Asia, *Unesco-Paris*
- Friend, J. P., 1973: The global sulfur cycle. In: *Chemistry of the lower atmosphere* (ed. Rasool). Plenum Press, New York
- Granat, L., Rodhe, H., and Hallberg, R. O. 1975: The global sulfur cycle. In: *Nitrogen, Phosphorus and Sulfur Global Cycles, SCOPE report* (eds. Svensson and Söderlund)
- Hansen, M. H., Ingvorsen, K. and Jorgensen, B. B., 1978: Mechanisms of hydrogen sulfide release from coastal marine sediments to the atmosphere. *Limnology and Oceanography* 23, 68-76
- Hill F. B., Aneja V. P. and Felder R. M., 1978: A technique for measurement of biogenic sulfur emission fluxes. *J. Environ. Sci. Health, A13*, 199-225
- Hitchcock, D. R., 1975: Dimethyl sulfide emissions to the global atmosphere. *Chemosphere* 3, 137-138
- Jaesckke, W., Georgii, H. W., Claude, H. and Malewski, H., 1978: Contribution of H₂S to the atmospheric sulfur cycle. *Pageoph*, 116, 465-475
- Kellogg, W. W., Cadle, R. D., Allen, E. R., Lazrus, A. L., and Martell, E. A., 1972: The sulfur cycle. *Science* 175, 587-596
- Liss, P. S. and Slater, P. G., 1974: Flux of gases across the air-sea interface. *Nature* 247, 181-184
- Lovelock, J. E., 1974: CS₂ and the natural sulphur cycle. *Nature* 248, 625-626
- Lovelock, J. E., Maggs, R. J., and Rasmussen, R. A. 1972: Atmospheric dimethyl sulphide and the natural sulfur cycle. *Nature* 237, 452-453
- Maroulis, P. J. and Bandy, A. R. 1977: Estimate of the contribution of biologically produced dimethyl sulfide to the global sulfur cycle. *Science* 196, 647-648
- Nguyen, B. C., Gaudry, A., Bonsang, B. and Lambert, G., 1978: Reevaluation of the role of dimethyl sulphide in the sulphur budget. *Nature* 275, 637-639
- Rasmussen, R. A., 1972: Analysis of trace organic sulfur compounds in air. American Laboratory, *College of Engineering, Washington State University*.
- Rasmussen, R. A., 1974: Emission of biogenic hydrogen sulfide. *Tellus* 26, 254-260
- Robinson E. and Robbins, M. C., 1970: Gaseous sulphur pollutants from urban and natural sources. *J. A. P. C. A.* 20, 303-306
- Sandalls F. J. and Penkett S. A., 1977 Measurements of carbonyl sulfide and carbon disulfide in the atmosphere. Preliminary communication *Atm. Env.* 11, 197-199
- Schlegel, H. G., 1974: Production, modification and consumption of atmospheric trace gases by microorganisms. *Tellus* 26, 11-20
- Woodwell, G. M., Rich, P. H., and C. A. S., 1973: Carbon in estuarines. In: *Carbon and the biosphere* (eds. Woodwell and Pecan). NTIS U. S. Dept. of Commerce, Springfield, Virginia

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May – June 1981. Budapest

Some climatological-statistical characteristics of subtropical high-pressure centres of action

GY. PÉCZELY, József Attila University of Sciences, Chair of Climatology, H—6701 Szeged, P. O. Box 429

A szubtrópusi magasnyomású hatásközpontok néhány statisztikai-klimatológiai jellemzője. A tanulmány a szubtrópusi anticiklonok földrajzi helyzetének és légnyomásának éven belüli változásait elemzi havi légnyomás térképek 1958–1978 közötti anyaga alapján. Megállapítható, hogy a szubtrópusi övezet anticiklonjai mindkét féltekén nyáron poláris, télen ekvatoriális irányban mozdulnak el. Az elmozdulás jellege és mértéke kapcsolatba hozható az egyenlítői és poláris területek közötti troposzférikus hőmérsékleti kontraszt éven belüli alakulásával. Az anticiklonok légnyomásának évi menete a két félgömbön a termikus évszakok szerint ellentétesen alakul, a maximumok az Északi-félgömbön nyáron a Déli-félgömbön télen jelentkeznek. Ennek alapvető oka az Északi-félgömb nagy kiterjedésű kontinenseinek termikus tényezők szabályozta évi levegőforgalma. E tényezőkön kívül azonban még a poláris területek évi levegőforgalma is hatást gyakorol a szubtrópusi anticiklonok helyzetére és nyomására, elsősorban a Déli-félgömbön.

*

Some climatological-statistical characteristics of subtropical high-pressure centres of action. The paper deals with the intra-annual variations of the geographical location and the atmospheric pressure of the subtropical anticyclones on the basis of monthly pressure maps for the period from 1958 to 1978. It has been found that the anticyclones of the subtropical belt on both hemispheres show a poleward displacement in summer and an equatorward movement in winter. The character and the degree of displacement may be correlated with the annual variations of the tropospheric temperature contrast between the equatorial and the polar regions. The annual course of atmospheric pressure in the anticyclones develops oppositely in the two hemispheres in respect of the thermal seasons, in the northern hemisphere the maxima occur in summer but in the southern hemisphere they are observed in winter. The main reason for this contrasting behaviour lies in the annual air-exchange of the large continents in the northern hemisphere which is governed by thermal factors. However, the annual air-exchange over the polar regions also has an influence on the geographical position and the pressure of the subtropical anticyclones, particularly in the southern hemisphere.

*

Introduction. The most prominent features of the global pressure field are the persistent anticyclones of the subtropical belts which separate the tropical trade winds from the westerlies of the temperate latitudes. The periodic and aperiodic variations of these planetary wind divides are sharply reflected in the general circulation and effect the weather, directly or indirectly, over large parts of the globe.

As it is well known, the subtropical anticyclones do not form a continuous high-pressure belt, but have a cellular pattern and are most often situated over the oceans. On the basis of their *most probable locations*, the following 5 subtropical high-pressure centres of action (in a climatological sense) can be

TABLE I

Average geographical latitudes (m) of the centres of the subtropical anticyclones and the standard deviation (d)

		J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Year
NPH	m	32.6	31.0	33.1	35.8	34.2	35.6	37.5	37.9	36.4	35.5	34.3	32.2	34.7°N
	d	5.7	4.4	4.1	3.7	2.2	2.8	2.5	2.4	3.9	3.1	4.0	4.1	
NAH	m	31.4	30.3	30.7	33.6	33.7	34.1	36.2	35.0	35.1	34.4	37.3	34.4	33.9°N
	d	5.0	6.4	3.9	4.1	2.8	2.9	2.6	2.7	3.1	3.1	4.3	5.4	
SPH	m	33.3	34.3	34.7	33.5	32.2	31.1	31.6	31.9	32.7	33.6	33.4	32.4	32.9°S
	d	3.2	2.9	2.9	2.2	3.9	3.3	4.2	3.5	2.9	2.8	2.7	2.9	
SAH	m	28.7	29.9	30.7	28.9	28.6	28.2	26.3	27.3	28.6	28.7	28.9	27.7	28.5°S
	d	2.6	2.3	1.5	2.0	2.5	3.6	1.8	2.5	2.3	1.7	1.7	2.5	
SIH	m	33.0	33.8	34.5	34.0	30.3	29.7	29.9	29.8	30.6	30.3	30.0	31.2	31.4°S
	d	3.5	2.5	1.8	1.9	2.0	2.4	2.0	2.1	2.2	1.5	1.6	2.3	

identified: 1. North Pacific High (*NPH*), 2. North Atlantic High (*NAH*), 3. South Pacific High (*SPH*), 4. South Atlantic High (*SAH*), 5. South Indian Ocean High (*SIH*).

The paper analyzes the principal climatological-statistical parameters of these subtropical high-pressure centres of action (i. e. the geographical locations of the centres of the anticyclones as determined from the mean monthly pressure field, and the value of the atmospheric pressure at the centre) as well as their relationship with factors of circulations. The data set for our investigation consists of a 21-year (1958–1978) series of global monthly maps of atmospheric pressure (*Die Witterung im Übersee*, 1958–1978). On the basis of these maps, the geographical co-ordinates of the centres can be fixed for each month with reasonable accuracy and the values of the characteristic atmospheric pressure can be determined. In some cases in the winter half-years the *NPH* and *NAH* centres of action did not take shape unambiguously on the monthly pressure maps, these cases have been disregarded. Of the 252 cases studied, there were 9 such cases for *NPH* and 10 for *NAH*.

1. Geographical locations and pressures of the subtropical high-pressure centres of action

Table I shows for each month the average geographical latitudes of the centres of the persistent subtropical anticyclones, and the relevant standard deviations. Table II contains, for the two extreme seasons, the average

TABLE II

Geographical co-ordinates of the centres of the subtropical high-pressure action centres (m =average, d =standard deviation)

	Winter				Summer			
	φ		λ		φ		λ	
	m	d	m	d	m	d	m	d
NPH	31.9°N	4.64	141.0°W	15.52	37.0°N	2.78	149.4°W	6.90
NAH	32.0°N	6.39	30.7°W	14.17	35.1°N	2.86	35.1°W	4.84
SPH	31.5°S	3.57	97.7°W	8.96	33.2°S	3.06	99.8°W	6.81
SAH	27.3°S	2.81	13.2°W	7.70	28.8°S	2.59	10.6°W	4.46
SIH	29.8°S	2.16	62.6°E	10.21	32.7°S	3.01	80.2°E	9.41

geographical latitudes and longitudes of the centres, and the standard deviations. The data in the tables clearly indicate that the subtropical anticyclones on both hemispheres move polewards in the summer season and equatorwards in the winter season. The shift is greater in the northern hemisphere (7° to 8°) than in the southern hemisphere (4° to 5°). The data also show that the anticyclones in the northern hemisphere are situated at higher geographical latitudes than those in the southern hemisphere: The annual mean geographical latitude of the *NPH* and *NAH* centres of action is 34.27° N, in contrast to

TABLE III

Mean pressure (*m* in mbar, omitting 1000) at the centres of the subtropical high-pressure action centres and the standard deviation (*d*)

		J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Year
NPH	m	22.7	23.0	24.3	26.9	25.2	24.9	26.1	25.5	22.2	22.4	22.7	22.8	24.1
	d	4.0	3.1	3.1	2.6	1.9	1.9	1.7	2.2	2.8	1.3	1.3	3.3	
NAH	m	23.0	22.4	23.0	23.8	24.9	26.0	26.3	24.7	23.1	21.6	23.1	24.8	23.9
	d	3.9	4.6	3.2	2.6	2.3	1.9	1.6	1.7	1.1	2.3	2.5	3.0	
SPH	m	23.1	22.8	23.1	22.2	21.4	22.8	23.1	24.2	24.7	24.0	24.6	23.1	23.0
	d	2.4	1.9	2.0	2.1	2.7	1.1	1.9	2.2	2.0	2.2	2.0	2.6	
SAH	m	21.4	20.8	21.8	21.2	21.4	23.1	25.0	25.0	24.6	23.6	22.3	21.2	22.6
	d	1.5	2.1	1.3	1.9	2.3	2.1	2.1	2.0	1.8	1.8	1.6	1.9	
SIH	m	19.1	19.8	22.0	22.0	20.1	22.7	24.8	24.6	24.6	22.8	21.3	20.2	22.0
	d	2.1	2.2	1.6	1.2	2.5	2.0	2.1	2.4	2.3	2.0	1.6	2.0	

the mean annual latitude of 30.97° S relating to the *SPH*, *SAH* and *SIH* centres of action.

The spatial stability of the centres of action can be studied on the basis of *Tables I and II*. The standard deviation of the φ and λ co-ordinates of the centres indicates that the geographical location of the centres of action is much better defined in summer than in winter. The data also show that the position of the subtropical high pressure formations is more delimited in the southern hemisphere than in the northern hemisphere where the areal scattering of the centres in winter may be quite considerable. This phenomenon is probably caused by the difference in the distribution of the oceans and continents: in the belt between latitudes 30° and 40° , oceans constitute 57.2 per cent of the surface in the northern hemisphere and 88.8 per cent in the southern hemisphere. During winter in the northern hemisphere, the thermal anticyclones that form over Asia and North America accumulate a large quantity of air, thereby substantially distorting the zonal structure of the mean pressure field. Consequently, the continental thermal and the subtropical dynamic anticyclones in some cases merge in the mean monthly pressure field, or they are rather frequently appear merely as secondary centres of the vast continental winter anticyclones. Such a disturbing effect does not appear in the southern hemisphere, where the underlying surface in the subtropical belt is almost uniformly oceanic.

Table III contains the mean pressures at the centres of the subtropical anticyclones as well as their standard deviations. The most characteristic feature of the annual variation of the pressure values is that in the northern hemisphere the maximum values appear in summer and the minima occur in winter, whereas in the southern hemisphere the maximum pressure in the subtropical anticyclones is experienced in winter and the minimum in summer.

As a matter of fact, this means that the pressure changes in the subtropical anticyclonal belts of the two hemispheres are *quasi-synchronic*, with the maximum pressures forming in the northern hemispheric summer and the minima developing in the northern hemispheric winter, in both hemispheres. The standard deviation of the pressure in the subtropical belt of the northern hemisphere is characterized by a marked winter maximum and summer minimum, while no significant seasonal changes can be recognized in the southern hemisphere.

TABLE IV

Average geographical latitudes of the centres of the subtropical high-pressure centres, and the tropospheric meridional temperature contrast

	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Year	
1.	32.0	30.6	31.9	34.7	34.0	34.9	36.9	36.5	35.7	34.9	35.8	33.3	34.27	°
2.	82	82	80	73	62	48	40	46	56	69	75	75	65.7	dam
3.	31.7	32.7	33.3	32.1	30.4	29.7	29.3	29.7	30.6	30.9	30.8	30.4	30.97	°
4.	66	70	76	83	86	87	88	90	89	84	75	72	78.0	dam

Legend: 1. $\bar{\varphi}$ northern hemisphere, 2. ΔH (10°N, thickness 300/700 mbar - 80°N thickness 300/700 mbar), 3. $\bar{\varphi}$ southern hemisphere, 4. ΔH (10°S, thickness 300/700 mbar - 80°S, thickness 300/700 mbar)

2. Connection of the geographical latitude and the atmospheric pressure of the subtropical high-pressure action centres with circulations factors

Let us turn our attention to the characteristic annual variation of the geographical latitude of the subtropical high-pressure action centres as described above. This phenomenon may be correlated with the annual course of the tropospheric temperature difference between the polar and the equatorial areas. Earlier investigations (*Korff and Flohn, 1969*) have already revealed that there exists a close relationship between the monthly mean latitude of the subtropical high-pressure belt (that can be determined with a reasonable degree of precision on the basis of the mean atmospheric pressure of the latitudinal circles) on the one hand and the monthly mean temperature contrast between the Equator and the poles on the other hand in such a manner that the greater the meridional temperature difference, the nearer to the Equator is located the subtropical high-pressure belt. On the basis of our statistical material concerning the position of the subtropical anticyclones, using also the larger aeroclimatological data base now available (*Gidrometeoizdat, 1975, 1974-1976*) this relationship may be analyzed more closely.

We have determined the monthly mean latitude (φ) of the centres of the *NPH* and *NAH* as well as the *SPH*, *SAH* and *SIH* subtropical high-pressure action centres, and used these data to describe the position of the subtropical high-pressure belt in the northern and the southern hemisphere, respectively. The monthly mean values of the 300/700 mbar thickness field for the latitudinal circles have been chosen as temperature parameter, the temperature contrast between polar and equatorial regions was represented by the difference of the mean thicknesses over the 10° and 80° latitude belt (ΔH) in both hemispheres. The above mentioned data are contained in *Table IV*. There exists a very strong correlation ($r = -0.825$) between the two factors

$\bar{\varphi}$ and ΔH . The temperature contrast between the polar and the equatorial areas in both hemispheres is greater in winter than in summer. It can also be seen that the annual change of the contrast is greater in the northern hemisphere (42 dam) than in the southern (24 dam) and that the mean annual value of the contrast is greater in the southern hemisphere (78.0 dam) than in the northern (65.7 dam). This is in agreement with the facts mentioned above that the subtropical high-pressure belt of the northern hemisphere is situated

TABLE V

Maximum and minimum monthly means and annual mean of the 300/700 mbar thickness values

		Max.	Min.	Year	
80°N	H	613	570	586,9	dam
	T	-34,0	-50,8	-44,2	°C
80°S	H	587	561	571,4	dam
	T	-44,2	-54,3	-50,3	°C

at a latitude on average 3.5° higher (absolute value) than its counterpart in the southern hemisphere, and that the intra-annual variation of this latitude is larger in the northern hemisphere.

The stronger meridional temperature contrast within the southern hemisphere's troposphere and its smaller annual amplitude are due to the lower air temperature over the permanent ice cover of the Antarctic. The temperature difference between the polar regions of the two hemispheres can be

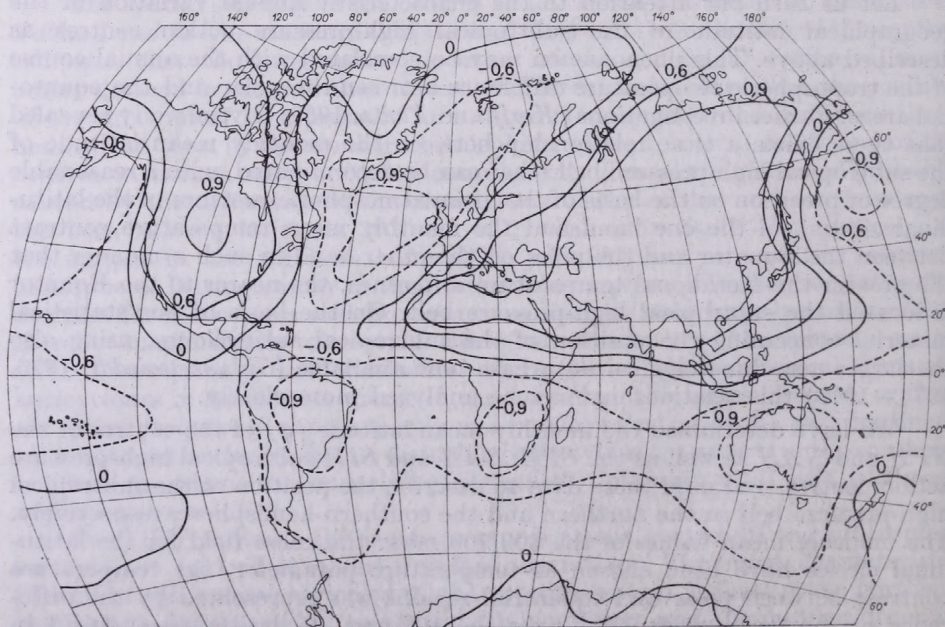


Fig. 1. Correlations between the monthly mean pressure at Irkutsk and the monthly mean pressure in the other parts of the Earth

clearly seen from a comparison of the maxima, minima and annual mean values of the monthly means of the 300/700 mbar thickness over 80° N with those over 80° S (Table V). The most significant difference is in the summer temperatures which are much lower over the southern polar areas.

The principal feature of the annual course of atmospheric pressure in the subtropical high-pressure centres of action is that both the maxima and the minima are observed at the same (calendar) time of the year in both hemispheres.

TABLE VI.

Annual periodic components of the latitude (φ) and pressure (p) of the subtropical high-pressure centres

	φ [°]			p [mbar]		
	A	U	2A Δ	A	U	2A Δ
NPH	2.67	254°	0.77	1.87	318°	0.74
NAH	2.27	221°	0.64	1.32	293°	0.55
SPH	1.10	80°	0.61	1.15	181°	0.70
SAH	1.06	59°	0.49	1.99	236°	0.95
SIH	2.15	48°	0.90	2.29	248°	0.81

res, namely the maxima in the northern hemispheric summer and the minima in the northern hemispheric winter, i. e. the extreme values in the two hemispheres occur in *opposite seasons*. The most plausible explanation of this interesting phenomenon is the pressure change over the Asian continent, which are of thermal origin and of such an intensity, that they steer the atmospheric circulation of virtually the whole Earth, acting during the year periodically as a vast sink or source of air. Some detailed studies (Berkes, 1973; Péczely, 1980) have revealed the structure and extent of the annual air exchanges in the northern hemisphere and have pointed out that the atmospheric pressure in both the NPH and the NAH is decisively regulated by the quantity of air which leaves the Asian continent in summer and returns there in winter. The effect of this air exchange is even greater and extends also to the southern hemisphere. This is clearly demonstrated by Fig. 1, which shows the global correlation of the mean monthly atmospheric pressure at Irkutsk (representing the area of the largest annual variations of pressure in Asia) with the pressure of the other areas of the globe. Since the correlation coefficients have been determined from a series of 12 values, only the $|r| > 0.6$ values can be regarded as statistically significant. It will be seen that the areas compensating the Asian pressure change (i. e. the areas where $r < -0.6$) form an almost continuous belt (in addition to the North Atlantic and North Pacific regions) also in the southern hemisphere, roughly between latitudes 20° and 30° where the only discontinuity occurs over the South Pacific regions. Thus it is very likely that the annual course of the atmospheric pressure of the subtropical high-pressure action centres is governed mainly by the pressure variations of thermal origin taking place over the large continents in the northern hemisphere (primarily Asia and to a lesser extent North America and North Africa).

The data in Tables I and II indicate that the dominant annual variations of the geographical latitude and the pressure in the subtropical high-pressure action centres are modified by further factors, smaller or greater characteristic deviations from the periodic annual changes can also be recognized.

In order to analyze these details, the first periodic component ($T=12$ months) of the annual course of the geographical latitude and the pressure has been determined by harmonic analysis. Table VI contains the amplitude and phase angle constants, A and U , of the equation

$$y = A \sin \left(\frac{2\pi}{T} t + U \right)$$

The calculated annual range ($2A$) of the components with $T=12$ months gives from 49 to 95 per cent of the actual annual range of the variations Δ (in

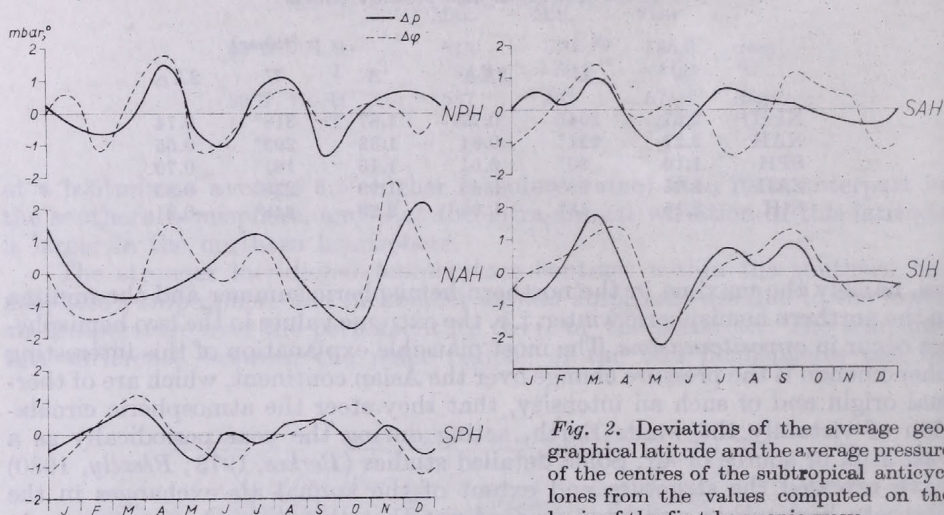


Fig. 2. Deviations of the average geographical latitude and the average pressure of the centres of the subtropical anticyclones from the values computed on the basis of the first harmonic wave

average of the 5 centres of action it gives 68 per cent in case of latitude and 75 per cent for the pressure). This points to the dominant character of the first harmonic of both parameters examined (φ and p).

The differences between the actual values and those calculated by the first harmonic component are represented on Fig. 2. As regards the locations of the subtropical high-pressure action centres in the northern hemisphere, the most characteristic difference compared to the harmonic wave $T=12$ month is that in April both the *NPH* and the *NAH* are situated at higher latitudes, and in November the *NAH* shows a considerable poleward displacement. The former anomaly is in connection with a significant positive deviation of the atmospheric pressure at the *NPH*, while the latter is associated with a positive anomaly of the pressure of the *NAH*. Furthermore, both centres of action are characterized by a marked mid-summer positive pressure anomaly. The most conspicuous anomalies of the subtropical high-pressure action centres in the southern hemisphere consist of positive deviations in March–April and in September, and negative deviations in May and December in respect of both geographical latitude and atmospheric pressure.

Part of these characteristic anomalies may be related with pressure changes over the polar regions. It is known, that in the Arctic basin the atmospheric pressure assumes its maximum value in March, at the end of the winter

season, and its annual course can be described by a single wave with a minimum at early autumn. In contrast to this, the annual course of pressure in the Antarctic region, shows a characteristic double wave with maxima in winter (June) and summer (January or February) and minima in spring (October) and autumn (March–April).

The typical annual variations of pressure in the two polar regions are represented in *Fig. 3*, which indicates the deviations of the monthly mean pressure from the annual mean calculated for 5–5 stations in each of the regions.

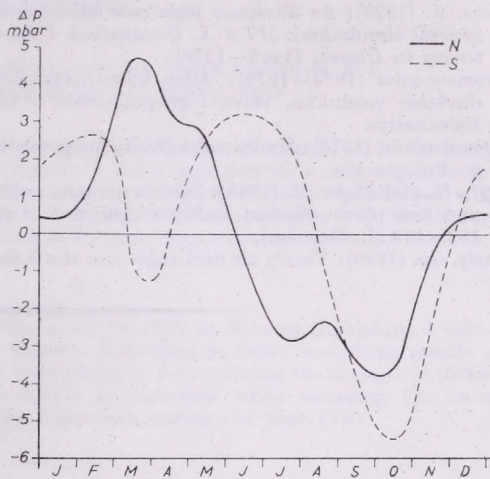


Fig. 3. Mean annual course of atmospheric pressure in the Arctic and Antarctic regions. The curves are based on data measured at the following stations: Alert, Barrow, Mould Bay, Isfjord Radio, Kotielni island (from Arctic region), Belgrano, McMurdo, Novolasarevskaja, Mawson, Dumont (from Antarctic region).

The poleward displacement of the subtropical anticyclones of the northern hemisphere in April and the strong pressure rise in the *NPH* in April can probably be explained by the outflow of air masses from the arctic basin, although the quantity of air transferred from the Asian continent may also be involved (*Berkes*, 1973). The pressure rise and the poleward displacement the *NAH* in November–December remain to be clarified. Air masses originating from the Eurasian thermal anticyclone which taking place during this period, and the increasing pressure in the arctic basin may presumably be factors contributing to the development of these phenomena.

The anomalies in the behaviour of the southern hemispheric centres seem to be well associated with the annual air exchange of the Antarctic region, which consists of two characteristic air-releasing and air-accumulating processes during the year. The outflows of air from the Antarctic at the end of summer and at mid-winter seem to contribute to the positive anomalies in March–April and in September, respectively. Similarly, the accumulations of air over the Antarctic in autumn and early summer are reflected in the negative anomalies of May and December.

Summing up, it can be stated that the periodic annual displacements of the anticyclones of the subtropical belt (poleward movement in summer, equatorward in winter) are connected with changes in the temperature contrast between the equatorial and polar regions and with the resulting circulation mechanism. The annual course of atmospheric pressure in these anticyclones

in the two hemispheres develops inversely in respect of the thermal seasons: The maxima occur in summer in the northern hemisphere and in winter in the southern hemisphere. The basic reason for this phenomenon is the thermally induced annual air exchange of the large continents in the northern hemisphere. In addition, the geographical location and the pressure of the subtropical anticyclones are also influenced by the development of the annual air exchange over the polar regions.

REFERENCES

- Berkes, Z. (1973): Az általános légkörzés éven belüli periódusai (Intra-annual periodicities of general circulation). *MTA X. Osztályának Közleményei* 6. 13–30 (In Hungarian) *Die Witterung in Übersee* (1958–1978)
- Gidrometeoizdat (1974–1976): Atlas klimaticheskikh kharakteristik temperatury, plotnosti i davlenie vozdukh, veta i geopotenciala v troposfere i nizhney stratosfere Severnogo Polushariya
- Gidrometeoizdat (1975): Sredniy absolutniy geopotencial izobaricheskikh poverchnostey Yuzhno-go Polushariya
- Korff, H. and Flohn, H. (1969): Zusammenhang zwischen dem Temperaturgefälle Äquator-Pol und den planetarischen Luftdruckgürteln. *Annalen der Meteorologie*, Neue Folge 4. pp 162–164 (In German).
- Péczezy, Gy. (1980): Yearly air exchange over the Asian continent. *Időjárás* 84. 185–189.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May–June 1981. Budapest

Climatic analysis of droughts; a case study for 1980 in Western Rajasthan

SASTRI, A.S.R.A.S., RAMANA RAO, B. V. and RAMA KRISHNA, Y. S.,
Central Arid Zone Research Institute, Jodhpur, India

Az 1980. évi nyugat-rajasthani aszály éghajlati elemzése. A szerzők az indiai Nyugat-Rajasthan arid körzeteiben 1980-ban kialakult aszály éghajlati elemzését végezték el néhány eltérő módszerrel annak érdekében, hogy az aszályt különböző aspektusban világítsák meg. Értékelik ezeknek a módszereknek az alkalmazhatóságát, s ugyanakkor meghatározzák az 1980-as aszály intenzitását is Nyugat-Rajasthan különböző körzeteiben.

*

Climatic analysis of droughts: a case study for 1980 in Western Rajasthan. A climatic analysis of drought during 1980 over Western Rajasthan in India comprising mostly arid regions is carried out using different methodologies for reviewing the drought in different aspects. The applicability of these methods is discussed while assessing the drought intensity in various regions of Western Rajasthan during the year 1980.

*

Introduction. Drought is generally considered to be a period of moisture deficiency. As the required magnitude of deficiency is not, however, agreed upon, drought means different things to different people (*Maunder*, 1970). Several definitions of drought (absolute, partial or agricultural) are available in literature (*Subrahmanyam* 1967; *Van Bavel*, 1953 and *Palmer*, 1965). However, no universally acceptable definition has so far been developed (*Hounam et al.* 1975). A climatic analysis of drought should be carried out to project the realistic conditions of drought intensity and effectiveness in absolute, partial and agricultural points of view.

In this paper an attempt has been made to study the drought over western Rajasthan, comprising mostly arid regions during 1980, keeping in view of the above points and the drought intensity in respect of various regions of western Rajasthan was examined.

1. Material and methods

The daily rainfall records for the year 1980 of different raingauge stations in western Rajasthan were utilised. The potential evapotranspiration values were computed using *Penman's* method (1948) with the help of tables prepared by *Krishnan and Sastri* (1978). The monthly water balance for various regions of western Rajasthan for normal as well as for the year 1980 were worked out using the book-keeping procedure of *Thornthwaite and Mather* (1955). The

aridity indices for normal as well as for the year 1980 were worked out on the basis of *Thornthwaite* method (1948) for different regions. The incidence of drought was examined by considering the departures of aridity indices in various regions of western Rajasthan for the year 1980 from that of normal values expressed as one tenths of the units as followed earlier by *Rama Krishna* and *Sastri* (1980) and *Sastri* and *Malakar* (1981). The intensity of

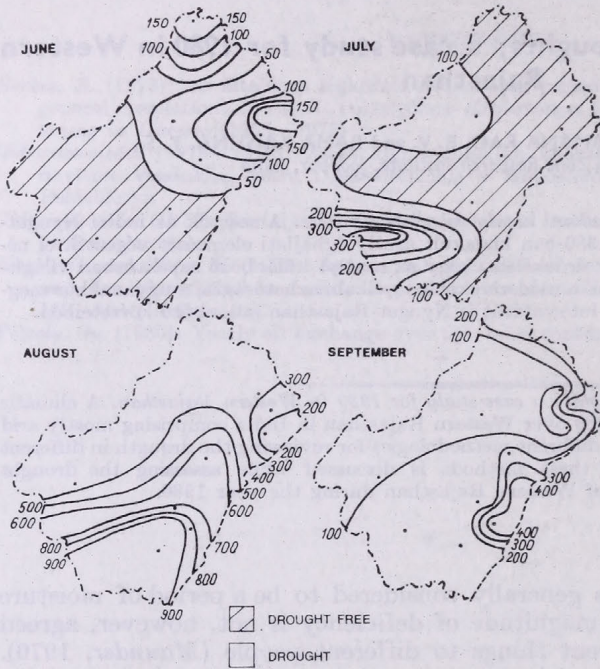


Fig. 1: Incidence of drought over Western Rajasthan during 1980

climatological drought in various regions of western Rajasthan was studied using the method of *Sastri* and *Rama Krishna* (1980).

The drought intensities during different months were also analysed on the basis of departure of monthly rainfall from its normal as shown below.

Departure of monthly rainfall from normal (in per cent)	Intensity of drought
> 95	Disastrous
75 - 95	Severe
50 - 75	Large
25 - 50	Moderate
0 - 25	Mild

Based on the above criteria, the drought intensities for the months of August and September were analysed as the initial monsoon rains were received during the month of July.

The situation of agricultural drought in different regions was analysed considering the actual length of growing season available, during 1980 com-

pared to the growing season available under normal conditions of rainfall based on *Cocheme and Franquin (1967)* method. Accordingly, the water availability periods were classified as humid ($P > PE$) moist ($PE < P < \frac{P}{2}$) and sub-moist ($\frac{PE}{2} > P > \frac{PE}{4}$)

TABLE I
Drought situation in different regions of Western Rajasthan during 1980

Region	Annual PE (mm)	Annual rainfall (mm)	Aridity index during 1980	Normal aridity index	Standard deviation of aridity index	Drought intensity
Barmer	1958	84	95.5	85.5	8.7	Severe
Bikaner	1771	130	92.7	83.4	8.3	Severe
Churu	1580	158	90.0	76.9	9.3	Severe
Ganganagar	1662	120	92.8	86.8	6.0	Severe
Jaisalmer	2063	120	94.2	91.0	6.0	Large
Jalore	1561	156	90.0	77.9	11.0	Severe
Jhunjhunu	1572	279	82.3	74.0	9.5	Severe
Jodhpur	1843	286	84.5	80.4	10.6	Moderate
Nagaur	1639	207	87.3	81.1	9.3	Large
Pali	1650	244	84.2	75.3	11.4	Large
Sikar	1503	438	72.1	69.7	14.8	Moderate

2. Results and discussion

The incidence, spread and dissipation of drought during the year 1980 was shown in *Fig. 1*. The area with negative departures was considered as drought free and the area with positive departures were demarcated to iden-

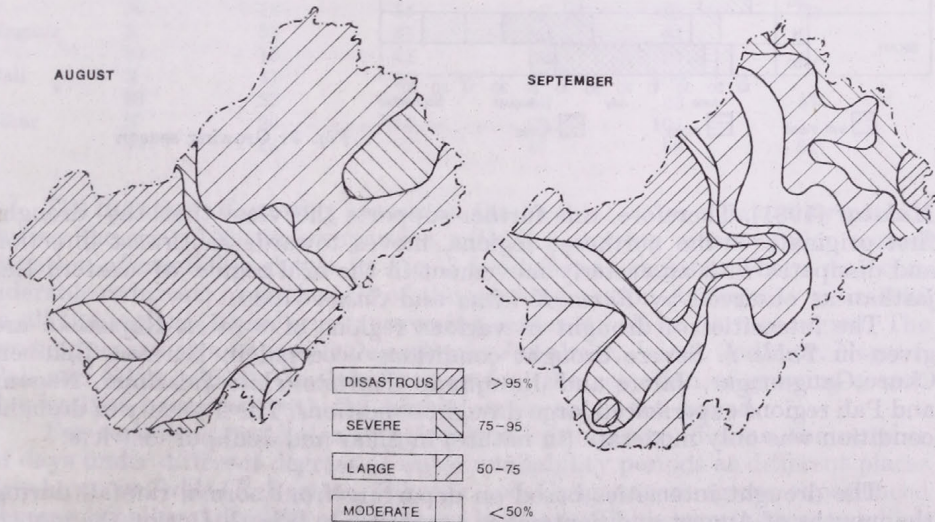


Fig. 2: Drought intensity classification in W. Rajasthan during 1980 (on the basis of rainfall departures)

tify the drought affected regions. Drought was first visualised in the north and northeastern regions around Churu and Ganganagar in the month of June itself. During the month of July, the core of drought had shifted in a southwest direction towards Barmer and further intensified during the month of August. The core of drought moved towards east into Pali region during the month of September. The pattern of drought is identical with the pattern of drought reported earlier by *Rama Krishna* and *Sastri* (1980) and *Sastri* and

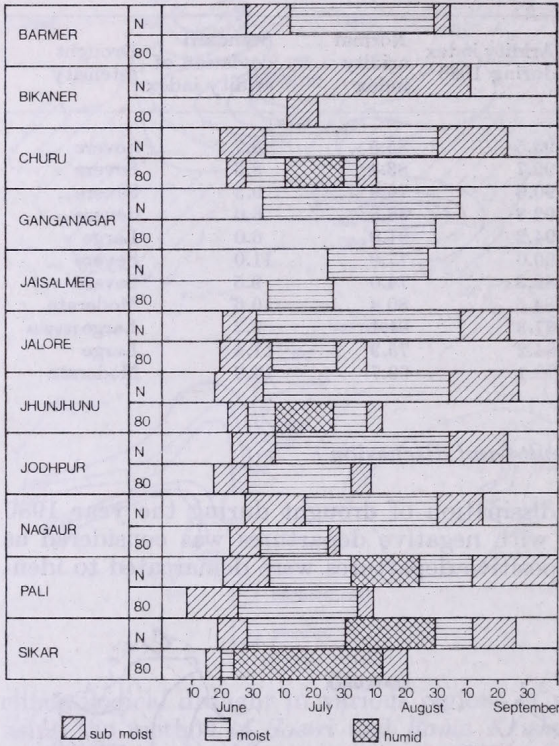


Fig. 3 : Growing season

Malakar (1981). Therefore, this further supports the view that the drought first originates in the northeast regions, moves towards southwest direction and dissipates with an easterly movement in the arid region of western Rajasthan as observed by *Rama Krishna* and *Sastri* (1980).

The intensities of drought in various regions of western Rajasthan are given in *Table I*. Severe drought conditions occurred in Barmer, Bikaner, Churu, Ganganagar, Jalore and Jhunjhunu districts while Jaisalmer, Nagaur and Pali regions experienced large drought conditions. The intensity of drought condition was only moderate (in nature) in Sikar and Jodhpur districts.

The drought intensities based on departure from normal rainfall during the months of August and September are shown in *Fig. 2*. During the month of August, parts of Jaisalmer, Barmer, Jalore, Pali and Jodhpur districts were under disastrous drought conditions while parts of Nagaur, Sikar,

Jhunjhunu and Churu districts were under severe drought conditions. The rest of the region experienced only large drought conditions.

However, during the month of September, the intensity of drought decreased in many parts of the western Rajasthan except certain parts of Jaisalmer, Barmer, Jalore and Jodhpur districts where disastrous drought conditions still continued. From climatological point of view, Jodhpur experienced lowest degree of drought while on the basis of departure from normal rainfall, disastrous drought conditions prevailed during the months August and September, too.

TABLE II

Number of days under different water availability periods during 1980 as well as normal and the percentage to the normal in various regions of W. Rajasthan

(N=Normal growing season, 80=Normal growing season during 1980)

District		Submoist	Moist	Humid	Total	Percentage to normal
Barmer	N	20	49	—	69	
	80	nil	nil	nil	nil	0
Bikaner	N	75	nil	nil	75	
	80	11	nil	nil	11	14
Churu	N	39	58	nil	87	
	80	13	19	19	51	52
Ganganagar	N	67	nil	nil	67	
	80	22	nil	nil	22	34
Jaisalmer	N	35	nil	nil	35	
	80	22	nil	nil	22	62
Jalore	N	28	69	nil	97	
	80	32	21	nil	53	54
Jhunjhunu	N	41	63	nil	104	
	80	13	21	19	53	50
Jodhpur	N	35	59	nil	94	
	80	18	35	nil	53	56
Nagaur	N	36	45	nil	81	
	80	15	22	nil	37	45
Pali	N	41	46	22	109	
	80	23	40	nil	63	57
Sikar	N	26	46	29	101	
	80	14	7	47	68	67

The duration of growing season on the basis of water availability periods during the year 1980 in comparison with the growing season under normal situation of rainfall is shown in *Fig. 3* for different regions. There was considerable reduction in the length of the growing season during the year 1980 in all the regions. There was no growing season at all in Barmer region. The growing season commenced little earlier in Jaisalmer, Jalore, Jodhpur, Nagaur, Pali and Sikar regions. In Jaisalmer region, the cessation of growing season during 1980 coincided with the normal commencement period.

For a realistic projection of agricultural drought conditions, the number of days under different degrees of water availability periods at different places are shown in *Table II*. Barmer, Bikaner and Ganganagar regions experienced severe agricultural drought as evidenced by the available growing season which is not adequate for any crop or grassland.

From the above, it is clear that a climatic analysis of drought should take

into consideration the various aspects like absolute, partial and agricultural drought conditions and an overall integrated picture based on all the above factors can alone give a true picture of drought incidence and intensity in any region.

Acknowledgements

The authors are thankful to *Dr. H. S. Mann*, Director, Central Arid Zone Research Institute, Jodhpur for providing necessary facilities to conduct the above study.

REFERENCES

- Cocheme, J. and Franquin, P.*, 1967: An agroclimatology survey of a semi arid area in Africa: South Sahara, *FAO/WMO Tech. Bull.* 86.
- Hounam, C. E., Burgos, J. J., Kalik, M. S, Palmer, W. C. and Rodda, J.* 1975: Drought and agriculture, *WMO Technical Note* 38, Geneva.
- Krishnan, A. and Sastri, A. S. R. A. S.*, 1978: Methodology for computation of Penman's potential evapotranspiration and water balance by Thornthwaite's technique. *Div. Tech. Rep.1/78*, GAZRI, Jodhpur,
- Maunder, W. J.*, 1970. *The value of the weather.* Methuen and Co. Ltd., London.
- Palmer, W.* 1965: Meteorological drought. *Weather Bureau Research Paper No. 45* U. S. Dept. Commerce Washington D. C.
- Penman, H. L.*, 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings Royal Society Series A*, 193, 120 - 145.
- Rama Krishna, Y. S. and Sastri, A. S. R. A. S.*, 1980: Incidence of drought over western Rajasthan. *Nat. Geogr. J. (India)* 26, 44 - 49.
- Sastri, A. S. R. A. S. and Rama Krishna, Y. S.*, 1980: A modified scheme of drought classification as applicable to the arid regions of western Rajasthan. *Ann. Arid Zone*, 1965 - 72.
- Sastri, A. S. R. A. S. and Malakar, A. R.*, 1981: Climatological analysis of drought over North-west India during 1979. *Mausam* (In press).
- Subrahmanyam, V. P.*, 1967: Incidence and spread of continental drought, *W. M. O., I. H. D., Report on WMO/IHD Projects, Rep. No. 2*, WMO Geneva.
- Thornthwaite, C. W.*, 1948: An approach towards rational classification of climates. *Geogr. Rev.* 38, 55 - 94.
- Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R.*, 1955: The water balance publication in climatology. *Drexel Institute of Technology*, New Jersey, 8, 104.
- Van Bavel, C. H. M.*, 1953: A drought criterion and its application in Evaluating drought incidence and hazard. *Agronomy J.* 45, 176 - 172.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám, 1981. május–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No 3. May–June 1981. Budapest

A nitrogénvegyületek légköri mérlege Magyarország fölött

BÓNIS KATALIN, Központi Légkörfizikai Intézet, H-1675 Budapest Pf. 39.

The atmospheric budget of nitrogen compounds over Hungary. The emission of nitrogen compounds from natural and anthropogenic sources is estimated on the basis of Hungarian statistical data and emission factors taken from the literature. The wet and dry deposition of nitrogen compounds is determined by using the results of measurements on air and precipitation chemistry. According to the estimation presented the total $\text{NO}_x\text{-N}$ emission over Hungary is equal to $47\text{--}102\text{ Gg N yr}^{-1}$, while the corresponding figure for $\text{NH}_x\text{-N}$ is $73\text{--}127\text{ Gg N yr}^{-1}$. In the case of both types of compounds the natural sources emit less than 10% of the total emission. The trend of the strength of anthropogenic sources is positive. The yearly growth rates of $\text{NO}_x\text{-N}$ and $\text{NH}_x\text{-N}$ emissions are 1.8 Gg N yr^{-1} and 1.0 Gg N yr^{-1} , respectively. The sum of dry and wet deposition in Hungary is 61 Gg N yr^{-1} for $\text{NO}_x\text{-N}$, while it is equal to 92 Gg N yr^{-1} for $\text{NH}_x\text{-N}$. It is concluded that over Hungary the sources are practically balanced by the sinks. This means that the nitrogen quantity imported by advection is essentially equal to the nitrogen mass exported.

*

A nitrogénvegyületek légköri mérlege Magyarország fölött. Jelen munkában az $\text{NO}_x\text{-N}$ és $\text{NH}_x\text{-N}$ vegyületek természetes és antropogén országos emisszióit becsljük meg irodalmi emissziófaktor-értékek és statisztikai adatok alapján. A cikk második részében mérési eredmények alapján meghatározzuk a nitrogénvegyületek száraz és nedves ülepedését. A végzett számítások szerint az összes emisszió $\text{NO}_x\text{-N}$ esetén $47\text{--}102\text{ Gg N/év}$ -vel, míg $\text{NH}_x\text{-N}$ esetén $73\text{--}127\text{ Gg N/év}$ -vel egyenlő. Mindkét vegyülettípusnál a természetes források erőssége kevesebb, mint 10%-a az összes kibocsátásnak. Az antropogén források erősségének trendje 1966–76 között pozitív. Az $\text{NO}_x\text{-N}$ és $\text{NH}_x\text{-N}$ emisszió évenkénti növekedése rendre $1,8\text{ Gg N/év}$, illetve $1,0\text{ Gg N/év}$. A száraz és nedves ülepedés együttes értéke Magyarországon $\text{NO}_x\text{-N}$ vegyületekre 61 Gg N/év , míg $\text{NH}_x\text{-N}$ -re 92 Gg N/év . A források és nyelők egyensúlyát tekintve megállapítjuk, hogy hazánk fölött a különböző N-vegyületek dinamikus egyensúlyban vannak, az advektív érkező és távozó légtömegek N-tartalma lényegében azonos.

*

Bevezetés. A légköri globális nitrogén körforgalommal foglalkozó számos munka után (pl. *Söderlund* and *Svensson* 1976, *Böttger* et al., 1978) az érdeklődés a szennyezettebb levegőjű kontinentális területek nitrogén-mérlegének meghatározása felé fordult. Így olyan tanulmányok láttak napvilágot, amelyek a nitrogénvegyületek ciklusát kisebb léptékben tárgyalták. Ezek közé tartozik *Söderlund* (1977) munkája, amely ÉNy-Európa fölötti források és nyelők erősségét tárgyalja, illetve az európai nitrogén-körforgalommal foglalkozó előző cikkünk (*Bónis* et al., 1980). Jelen vizsgálatunkban a léptéket tovább csökkentjük a nitrogénvegyületek mérlegét a Magyarország feletti levegőre vonatkozóan határozzuk meg. Ily módon az ország levegőjében a nitrogénvegyületek teljes „exportját” és „importját” ítéltjük meg. Tanulmányunk-

ban egyrészt megbecsüljük a természetes és antropogén forrásokat. Ez utóbbiak közé az ipari, közlekedési és háztartási források, valamint a nagyüzemi állattenyésztésből és műtrágyázásból származó emissziók tartoznak. Másrészt az ország területére meghatározzuk a nitrogénvegyületek nyelőit, vagyis a száraz és nedves ülepedést. Figyelembe vesszük az ammónia gáz légköri oxidációját, amely az NO_x mérlegben forrás, míg az NH_x egyenlegben nyelőként szerepel.

I. NO_x források

A természetes források közül legjelentősebb a villámlás. Villámláskor ugyanis aránylag nagy mennyiségű nitrogén-oxid keletkezik. *Böttger* et al. (1978) munkáját figyelembe véve megbecsülhetjük, hogy Magyarország fölött évente 2,0–4,0 Gg N-nek megfelelő NO_x kerül ilymódon a levegőbe (1 Gg = 10^9 g). Ez a szám a 45–50° szélességi sávra *Böttger* és munkatársai által kiszámított értékből az ország területét figyelembe véve adódik. Másik természetes forrás a talaj exhalációja (műtrágyázás nélkül). Itt is *Böttger* et al. (1978)

I. TÁBLÁZAT

A tüzelőanyagok elégetése során 1976-ban a levegőbe kerülő NO_x -N mennyisége Magyarországon

Tüzelőanyag	Felhasznált mennyiség 10^6 t/év	Emisszió faktor g NO_x -N/kg	Emisszió Gg N/év
Szén	13,64	0,9–2,8	12,3 – 38,2
Kőolaj	8,83	1,5–3,0	13,2 – 26,5
Tűzifa	1,30	0,15	0,20
Földgáz*	6,47	0,6–3,0	0,004 – 0,02
		Összesen:	25,5 – 64,7

*A földgáz mennyisége 10^9 m³/év egységben, míg emissziófaktor a mg NO_x -N/m³-ben van megadva.

számított értékét tekintettük irányadónak, és így, a kontinenseken egyenletes területi eloszlást feltételezve, a talajkibocsátás mennyisége hazánkban 0,4 Gg N/év.

Az emberi tevékenység következtében a légkörbe jutó NO_x fő forrásai, mint ismeretes, különböző halmazállapotú tüzelőanyagok elégetése, valamint a gépkocsi közlekedés. A Magyarországon felhasznált tüzelőanyagok mennyiségét és

II. TÁBLÁZAT

A magyarországi gépkocsiközlekedés-emisszió adatai 1976-ban, ha feltételezzük, hogy egy jármű évente átlagosan 15–20 000 km utat tesz meg

Jármű	Ezer db	Emissziófaktor g NO_x -N/km	Emisszió Gg N/év
Személyautó	654,8	0,9	8,8 – 11,8
Teherautó, autóbusz stb.	211,4	1,2	3,8 – 5,1
		Összesen:	12,6 – 16,9

a forgalomban levő gépkocsik számát (és a mérleg megállapításánál felhasznált összes többi adatot) a *Statisztikai Évkönyv* (1977) 1976-os adataiból vettük. A statisztikai adatok mellett szükséges ún. emisszió faktorokat, kivéve a tüzfára vonatkozó értéket, az Európa fölötti nitrogén körforgalommal foglalkozó korábbi cikkünk alapján határoztuk meg (Bónis et al., 1980). A tüzfá felhasználás emisszió faktorát Cooper (1980) cikkéből vettük át. A tüzelőanyagok okozta számított emisszió értékeket az *I. táblázat*, míg a gépkocsi közlekedésre vonatkozó eredményeinket a *II. táblázat* tartalmazza.

Az NO_x további antropogén forrása még a N-tartalmú műtrágyák gyártása és felhasználása, valamint a salétromsavgyártás. A N-tartalmú műtrágyák nitrogén hatóanyaga Magyarországon 1976-ban 522 ezer tonna volt. Ha a légkörbe jutó összes nitrogén a felhasznált műtrágya hatóanyagának maximumánál 1%-a (Böttger et al., 1978), akkor az ország területéről évente 5,2 Gg

III. TÁBLÁZAT

A természetes és antropogén NO_x források és az emisszió értékei

NO_x források	Emisszió
<i>Természetes:</i> villámlás	2,0 – 4,0 Gg N/év
talaj exhaláció	0,4
összesen:	2,4 – 4,4
<i>Antropogén:</i> tüzelőanyagok	25,5 – 64,7
gépkocsik	12,6 – 16,9
műtrágya gyártás és felhasználás	5,2
salétromsav gyártás	0,05 – 7,7
repülőgépek	0,13
összesen:	43,7 – 94,9
NH_3 oxidációja	0,6 – 2,5
a teljes összeg:	46,7 – 101,8

N kerül ebből a forrásból a levegőbe. Magyarországon évente 902 ezer tonna salétromsavat gyártunk, 100% töménységre számítva. A gyártás során 0,05 – 7,7 Gg N/év jut a légkörbe, mivel az emisszió faktor 0,05 – 8,5 g N/kg-mal egyenlő (Bónis et al., 1980).

Országosan kicsi, de lokálisan jelentős a fel- és leszálló repülőgépek által kibocsátott NO_x mennyisége. Értéke egy fel-, illetve leszálláskor eléri a 3 kg NO_x – N-t. (Söderlund, 1977). A Ferihegyi repülőtér évi forgalma 15 400 gép. A polgári repülésen kívül egyéb repülőgépek fel- és leszállásával is számolnunk kell. Az ENSZ statisztikái szerint (UNO, 1977) ezek átlagosan a polgári forgalom 40%-át teszik ki. Így a repülőgépek összesen 0,13 Gg N/év emissziót okoznak. Az eddig felsoroltakon kívül NO_x jut a légkörbe az ammónia légköri átalakulása, oxidációja során is. Tekintve, hogy a reakció sebességét a troposzférában levő OH gyökök koncentrációja határozza meg, az ammónia oxidációja földrajzi szélesség függvénye. A 45 és 50 szélességi fokok közötti európai érték (Bónis et al., 1980) Magyarországra jutó területarányos része 0,6 – 2,5 Gg N/év.

Az NO_x forrásokra vonatkozó számítási eredményeinket a *III. táblázat* tartalmazza. Összehasonlítva a természetes és antropogén NO_x források erősségét, látható, hogy még ha az NH_3 oxidációt teljes egészében természetes forrásnak tekintjük is, az együttes természetes emisszió az összes kibocsátásnak 10%-át sem éri el.

2. Ammónia források

Ammónia esetén jelentős természetes forrás a talajfelszín. A talajban levő szerves anyagok bomlása miatt ugyanis a légkörbe viszonylag nagy mennyiségű NH_3 jut. A talaj exhaláció sebességét nyilvánvalóan sok, elsősorban talajbiológiai tényező határozza meg. *Georgii és Lenhard* (1978) szerint az $\text{NH}_3\text{-N}$ talajból való felszabadulásának intenzitása $1 \mu\text{g}/\text{m}^2$ óra és $20 \mu\text{g}/\text{m}^2$ óra között mozog, $10 \mu\text{g}/\text{m}^2$ óra középpértékkel. Ezt az értéket elfogadva és kétszeres ingadozást megengedve, Magyarországra $4,1 - 16,4 \text{ Gg N/év}$ emisszió számítható ki.

Biológiai eredetű ammónia kerül a légkörbe a háziállatok vizeletéből is. A különböző háziállatok 1976-os számát (*Statisztikai Évkönyv*, 1977), valamint

IV. TÁBLÁZAT

A különböző háziállatok $\text{NH}_3\text{-N}$ emissziója Magyarországon 1976-ban

Háziállat	Millió db	Emissziófaktor kg $\text{NH}_3\text{-N}$ /állat, év	Emisszió Gg N/év
Szarvasmarha	1,90	18,6 - 27,4	35,4 - 52,2
Sertés	6,95	2,2 - 3,3	15,3 - 22,9
Juh	2,04	2,2 - 4,4	4,5 - 9,0
Ló	0,16	7,7 - 13,1	1,2 - 2,0
		Összesen:	56,4 - 86,1

a megfelelő emisszió faktorokat (*Bónis et al.*, 1980) figyelembe véve, az emisszió becült értéke egyszerűen kiszámítható. A kapott eredményeket a *IV. táblázat* tartalmazza. Az ammónia-tartalmú műtrágyák gyártása és felhasználása során szintén ammónia szabadul fel.

Förster és Lippold (1975) a műtrágyákból a légkörbe kerülő $\text{NH}_3\text{-N}$ relatív mennyiségét 5 - 10%-ra becsüli. Mint már az NO_x forrásoknál szó volt róla, hazánk nitrogén-tartalmú műtrágya gyártása 1976-os adatok alapján 522 ezer tonna (N hatóanyagban számítva). Ha pl. feltételezzük, hogy ennek a fele ammónium tartalmú műtrágya, akkor $13,1 - 26,1 \text{ Gg N/év}$ emisszió számítható ki.

Az antropogén, nem biológiai eredetű források viszonylag csekély tömeget juttatnak a légkörbe. E források közül az egyik a széntüzelés. A széntüzelés

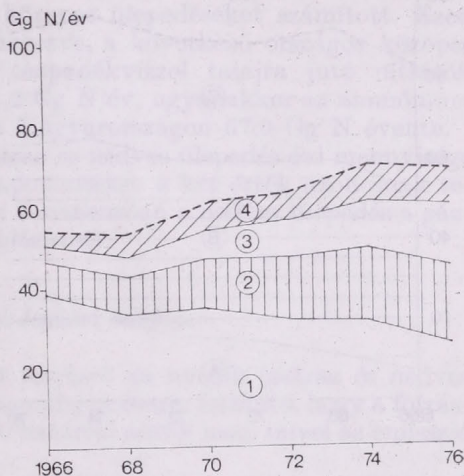
V. TÁBLÁZAT

Természetes és antropogén NH_x források és az emisszió értékei

	NH_x források	Emisszió	
Természetes:	talaj exhaláció	4,1 - 16,4	Gg N/év
Mezőgazdasági:	háziállatok	56,5 - 86,1	
	műtrágya	13,1 - 26,1	
Ipari:	gépkocsik	0,3 - 0,4	
	széntüzelés	0,1 - 0,2	
	NH_3 oxidáció (nyelő)	-(0,6 - 2,5)	
	Összesen:	73,4 - 126,7	

emisszió faktora 6–12 g NH₃-N/tonna szén (Böttger et al., 1978), így figyelembe véve az I. táblázat adatait, az emisszióra évente 0,1–0,2 Gg N adódik. Másik ilyen típusú NH₃-N forrás a gépkocsi közlekedés. Ha elfogadjuk, hogy minden jármű 25 mg NH₃-N mennyiséget bocsát ki kilométerenként (Harkins és Nicksic, 1976), akkor a II. táblázat alapján kiszámítható, hogy Magyarországon évente 0,3–0,4 Gg N kerül ebből a forrásból a levegőbe (lásd az V. táblázatot).

Az így számított teljes ammónia emisszió intervallum közepe 100 Gg N/év, míg bizonytalansága ±27%. Feltételezve, hogy az NH₃ források az ország területén egyenletesen oszlanak el, a teljes emisszió-sűrűsége 123 ± 34 μg N/m² óra adódik. Ez az érték igen jó egyezésben van Lenhard és Gravenhorst (1980) eredményével (120 ± 39 μg/m² óra), akik az NH₃ fluxust Nyugat-Németország fölött végzett repülőgépes felszállások alapján határozták meg.



1. ábra: Az összes antropogén NO_x-N emisszió (szaggatott vonal) és a legfőbb antropogén források NO_x-N kibocsátásának időbeli változása 1966–1976 között (1 – széntüzelés, 2 – olajtüzelés, 3 – gépkocsi közlekedés, 4 – egyéb antropogén források)

3. Az emisszió trendje

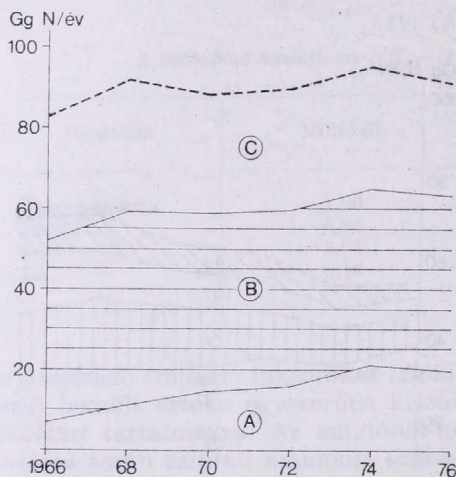
Az előző fejezetekben az emisszió értékeit 1976-os évi statisztikai adatok alapján határoztuk meg. Fölvetődik a kérdés, hogy az 1976-os évet megelőző időszakban hogyan változott az antropogén források erőssége. Ezért megvizsgáltuk az 1966–76 közötti tizenegy év statisztikai adatai alapján mind az NO_x, mind az NH₃ források erősségét, feltételezve, hogy a tekintetbe vett időszakban az emisszió faktorok változatlanok maradtak. A kapott eredményeket az 1. és 2. ábrán mutatjuk be. Az ábrákon az alsó és felső határral becsült emisszió értékek számtani közepét tüntettük fel. Látható, hogy mind az NO_x, mind az NH₃ kibocsátás összességében növekvő tendenciát mutat. Az átlagos növekedés NO_x kibocsátásra 1,8 Gg N/év évente, míg az NH₃ emisszió évi növekedése 1,0 Gg N/év-vel egyenlő. Ezek a trendek az elmúlt évekre vonatkoznak, és nem állíthatjuk, hogy több év múlva is ugyanígy fog változni az antropogén források erőssége. Az 1. ábrán például látszik, hogy a széntüzelés szerepe folyamatosan csökken, de várható, hogy a továbbiakban, ismert okok miatt, ismét növekedni fog a felhasznált szén mennyisége, és ennek megfelelően a kibocsátás mennyisége.

4. Száraz és nedves ülepedés

A nitrogén vegyületek száraz ülepedésén mind a gázok (NO_2 és NH_3), mind a nitrát, illetve ammónium ionokat tartalmazó aeroszol-részecskék csapadéktól független kihullását értjük. A száraz ülepedés nagyságát (D), mint ismeretes, az alábbi összefüggéssel határozzuk meg:

$$D = v_d \cdot c$$

ahol v_d az ülepedési sebesség és c a talajközeli koncentráció. A NO_2 gáz, valamint a NO_3^- és NH_4^+ átlagos légköri koncentráció-értékeket a Kecskemét – Komlói-telepi háttér állomáson mért többéves adatsor alapján határoztuk



2. ábra: A mezőgazdasági eredetű NH_3 -N emisszió (szaggatott vonal) és egyes komponenseinek időbeli változása 1966–1976 között (A – ammónium-tartalmú műtrágya gyártása és felhasználása, B – szarvasmarha-, C – sertés-, juh- és ló-anyagcseretermékek NH_3 -N emissziója)

meg. Ammónia gáz mérés az állomáson sajnos nem folyt. Ezért feltételeztük, hogy a magyarországi ammónia koncentráció a korábban általunk $1,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ -nek becsült európai értékkel egyenlő. Az NO_2 gáz ülepedési sebesség értékét Várhelyi (1980) munkájából vettük ($0,5 \text{ cm/s}$), aki méréseit a gradiens módszerrel fűfelszín fölött végezte. Ammónia gáz ülepedési sebességére az irodalomban nem találtunk adatokat. Értékét ezért első közelítésben szintén $0,5 \text{ cm/s}$ -nek vettük.

A részecskék ülepedési sebességét a következő módon határoztuk meg. Mészáros (1971) a vízben oldódó aeroszol-részecskék nagyságszerinti eloszlását

VI. TÁBLÁZAT

A nitrogén vegyületek száraz ülepedése Magyarországon

Anyag	Koncentráció $\mu\text{g N}/\text{m}^3$	Ülepedési sebesség cm/s	Depozíció $\text{Gg N}/\text{év}$
NO_2 gáz	2,0	0,5	29
NO_3 részecske	1,0	0,030	0,9
NH_3 gáz	1,5	0,5	22
NH_4 részecske	2,5	0,025	1,9

vizsgálva megállapította, hogy a nitrát-részecskék tömeg szerinti közepes sugara $0,29 \mu\text{m}$ átlagosan, míg az ammónium-részecskéké $0,12 \mu\text{m}$. Az ilyen méretű részecskék ülepedési sebessége fűfelszín fölött rendre $0,030 \text{ cm/s}$, illetve $0,025 \text{ cm/s}$ (Hidy, 1973).

A száraz ülepedés számításához felhasznált adatokat és az évi ülepedés mennyiségeit a VI. táblázat tartalmazza. A táblázatból látható, hogy a gázok ülepedése jelentősebb, mint az aeroszol-részecskéké. A részecskék száraz depozíciója a megfelelő gáz ülepedések 10%-át sem éri el.

A nitrogén vegyületek nedves ülepedésének évi értékeit a magyarországi csapadékkémiai mérőhálózat adataiból Horváth (1978) határozta meg. A tényleges nedves ülepedés a csak csapadékhulláskor nyitott, ún. automata mintavevőkkel vett csapadékvíz nitrát, nitrit és ammónium tartalmából és a csapadék mennyiségéből számítható ki. Hazánkban hat állomáson működik automata mintavevő. Ezen állomások több éves adatsorai alapján Horváth (1981) doktori értekezésében országos havi közepes ülepedéseket számított. Ezen értékeket az év összes hónapjaira összegezve, a következő országos közepes nedves ülepedés értékeket kapta: a csapadékvízzel talajra jutó nitrátok mennyisége $30,1 \text{ Gg N/év}$, a nitriteké $1,2 \text{ Gg N/év}$, ugyanakkor az ammónium vegyületek közepes nedves depozíciója Magyarországon $67,9 \text{ Gg N}$ évente.

Végül megállapíthatjuk, hogy a száraz és nedves ülepedés évi mennyisége között lényeges a különbség: NO_x komponensekre a két érték azonosnak tekinthető, ellenben az NH_x vegyületekre vonatkozóan a nedves ülepedés a gáz-depozíció háromszorosa (lásd a VI. táblázatot).

5. A N-vegyületek légköri mérlege

Az előbbi fejezetekben részletezett források és nyelők (száraz és nedves ülepedés) erősségét a VII. táblázatban hasonlítjuk össze. Látható, hogy a forrás-erősségeket két-két értékkel, alsó és felső határral adtuk meg, mivel az emisszió

VII. TÁBLÁZAT

A források és nyelők mérlege Magyarországon Gg N/év egységekben

	$\text{NO}_x - \text{N}$	$\text{NH}_x - \text{N}$
<i>Források:</i> természetes	2,4 – 4,4	4,1 – 16,4
antropogén	43,7 – 94,9	69,9 – 112,8
NH_3 oxidáció	0,6 – 2,5	– (0,6 – 2,5)
összesen:	46,7 – 101,8	73,4 – 126,7
<i>Nyelők:</i> száraz ülepedés	29,9	23,9
nedves ülepedés	31,3	67,9
összesen:	61,2	91,8

faktorok is alsó és felső határokat jelentenek. Ennek oka többek között az, hogy az emissziót meteorológiai és technológiai feltételek együttesen határozzák meg. Az ülepedési adatokat mérési eredményekből számítottuk, így ez esetben valószínűleg lényegesen kisebb a számított és a tényleges érték közötti különbség. Ennek megfelelően az ülepedéseket egyetlen adattal jellemeztük.

A bemutatott adatok alapján feltételezhető, hogy a közepes NO_x emissziót $74 \pm 27 \text{ Gg N/év}$ -nek, míg a közepes NH_x emissziót $100 \pm 27 \text{ Gg N/év}$ -nek vehetjük. E két forrás-erősséget a depozíció értékekkel összehasonlítva (VII.

táblázat) megállapítható, hogy Magyarország légterében a N-vegyületek mérlege lényegében egyensúlyban van. Másszóval, a beáramló levegőben levő NO_x és NH_x tömege megegyezik az országból kiáramló levegő által szállított N-mennyiséggel. Tehát a nitrogén-tartalmú légszennyező anyagok országos „importja” és „exportja” lényegében egyenlő egymással.

Végezetül hangsúlyozzuk, hogy a természetes források erőssége hazánkban, és általánosabban Európában, mindkét N-vegyület csoportra kevesebb, mint 10%-a az összes forrásoknak. Ugyanakkor globálisan a természetes források emissziója megegyezik az antropogén forrásokéval (Mészáros, 1981).

IRODALOM

- Bónis, K., Mészáros, E., Putsay, M. (1980): On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás* 84, 57–68.
- Böttger, A., Ehhalt, D. H. and Gravenhorst, G. (1978): Atmosphärische Kreislaufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage Jülich* – Nr. 1558.
- Cooper, J. A. (1980): Environmental impact of residential wood combustion emissions and its implications. *J. Air Pollut. Control Assoc.* 30, 855–861.
- 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.
- 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.
- 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.
- Horváth, L. (1978) A csapadékvíz kémiai összetétele és a légköri nyomanyagok depozíciója Budapesten. *Időjárás*, 82, 211–224.
- Lenhard, V. and Gravenhorst, G. (1980): Evaluation of ammonia fluxes into the free atmosphere over Western Germany. *Tellus*, 32, 48–55.
- Mészáros, E. (1971): The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás* 75, 308–314.
- Mészáros, E. (1981): A nitrogén légköri körforgalma; az antropogén hatások környezeti következményei. *Időjárás* 85, (jelen számban)
- 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.
- Statistikai Évkönyv* (1977): Központi Statisztikai Hivatal, Budapest
- UNO (1977): *Statistical Yearbook of the United Nations 1976*, Geneva
- Várhelyi, G. (1980): Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides. *Időjárás* 84, 15–20.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám, 1981. május – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 85. No 3. May – June 1981. Budapest

Egyenletek izentróp felületen mozgó légrézecskek trajektóriáinak előrejelzésére

MIKA JÁNOS, Központi Előrejelző Intézet, H—1182 Budapest, Tatabánya tér 15—18

Equations for the forecasting of the trajectories of air parcels moving on isentropic surfaces. A system of equation is deduced for the description of quasi-horizontal, quasi-static and adiabatic motion of incompressible fluid in a Lagrange coordinate system. In one time-step, for the components u and v , the equations simplify into a linear differential equation-system of first order. By integrating the analytical solution by time-steps the new position of the air parcel is received. The advantage of the equations presented is that separate calculation can be made for each parcel. In this way the large matrices originating from the partial differential equations are avoided.

*

Egyenletek izentróp felületen mozgó légrézecskek trajektóriáinak előrejelzésére. Egyenletrendszert vezetünk le összenyomhatatlan folyadék kvázihorizontális, kvázisztatikus és adiabatikus mozgásának Lagrange koordinátás leírására, amely egy-egy időlépcsőn belül az u és v komponensek közönséges elsőrendű lineáris differenciál-egyenletrendszerével egyszerűsödik. Az analitikus megoldást az időlépcsőn belül integrálva megkapjuk a részecske új helyzetét. A nyert egyenletek előnye, hogy részecskeként külön-külön számítást tesznek lehetővé, elkerülve a parciális differenciálegyenletek nagyméretű derivált-mátrixait

*

Bevezetés. A rövid távú előrejelzés operatív munkáját a regionális- és világgözpontok prognózis-térképei segítik. A dinamikus meteorológia egyenletein alapuló mező-előrejelzések megadják a szinoptikus skálájú objektumok helyzetét és intenzitását valamely jövőbeni időpontban. Emellett szükség mutatkozik a változások az előrejelzési időtartamban folyamatosan követő trajektória előrejelzésre is. Dolgozatunkban ennek elméleti alapjait ismertetjük.

1. Bevezetés

Induljunk ki a horizontális áramlás

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad \frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1)$$

alakjából, ahol a fizikai mennyiségek a t , x , y és z független változók függvényei. Térjünk át az ekvipotenciális felületről ($z = \text{const.}$) izentróp felületre ($\theta = \text{const.}$), kihasználva, hogy a légköri folyamatok jó közelítéssel adiabatikusak. Az átérés során figyelembe véve, hogy

$$p(t_\theta, x_\theta, y_\theta, \Theta) = p[t(t_\theta), x(x_\theta), y(y_\theta), z(t_\theta, x_\theta, y_\theta, \Theta)] \quad (2)$$

továbbá, hogy

$$x_\theta = x; \quad y_\theta = y; \quad t_\theta = t$$

azt kapjuk, hogy

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{\partial p}{\partial x_\theta} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x_\theta}, \\ \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{\partial p}{\partial y_\theta} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y_\theta}. \end{aligned} \quad (3)$$

A sztatika alapegyenletéből

$$-\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g. \quad (4)$$

A termodinamika első főtétele adiabatikus folyamatokra:

$$c_p dT - \frac{1}{\rho} dp = 0, \quad (5)$$

ahonnan

$$\begin{aligned} \frac{1}{s} \frac{\partial p}{\partial x_\theta} &= c_p \frac{\partial T}{\partial x_\theta}, \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y_\theta} &= c_p \frac{\partial T}{\partial y_\theta}. \end{aligned} \quad (6)$$

Az (5)-beni individuális állapotváltozásokról (6) szerinti lokális megváltozásokra áttérni csak izentróp felületen lehet, ahol két szomszédos légrézecske állapotjelzői adiabatikus állapotváltozás útján egymásba vihetők.

A horizontális sebességekre (2)-ből

$$\begin{aligned} u &= u_\theta; \quad v = v_\theta; \\ \frac{du}{dt} &= \frac{du_\theta}{dt_\theta}; \quad \text{és} \quad \frac{dv}{dt} = \frac{dv_\theta}{dt_\theta} \end{aligned}$$

köveikezik. Behelyettesítve a (6) és (4) összefüggéseket (3)-ba, majd ennek jobb oldalát (1)-be, *Montgomery* (1937) gondolatmenete nyomán a következő egyenletrendszerre jutunk:

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{\partial(\Phi + c_p T)}{\partial x_\theta} = fv - \frac{\partial \gamma}{\partial x_\theta}. \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{\partial(\Phi + c_p T)}{\partial y_\theta} = -fu - \frac{\partial \gamma}{\partial y_\theta}. \quad (8)$$

ahol $\gamma = gz + c_p T$ -a *Montgomery* potenciál, amely

$$\partial T / \partial z = -g / c_p$$

miatt invariáns az adiabatikus mozgásokkal szemben.

Ezek után áttérünk az áramlás Lagrange-koordinátás tárgyalására oly módon, hogy az izentróp felület valamennyi részecskéjének helyzetét a kezdeti ($t=0$) időpillanatban leíró (a, b) koordinátapárral azonosítjuk. Vezessük be az A_T, A_x, A_y, A_a, A_b jelöléseket, amelyek az A mennyiség idő szerinti *individuális* megváltozását, illetve a térkoordináták szerinti *lokális* megváltozását jelölik.

Eszerint elhagyva a Θ indexet:

$$\frac{du}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{dx}{dt} \right) = x_{TT}, \quad (9)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{dy}{dt} \right) = y_{TT}.$$

Szorozzuk (7)-et x_a -val, (8)-at y_a -val és adjuk össze a két egyenletet. Elvégezve ugyanezt a műveletet x_b -vel illetve y_b -vel, az alábbi egyenletrendszerre jutunk:

$$x_a x_{TT} + y_a y_{TT} = f(y_T x_a - x_T y_a) - (\gamma_x x_a + \gamma_y y_a). \quad (10)$$

$$x_b x_{TT} + y_b y_{TT} = f(y_T x_b - x_T y_b) - (\gamma_x x_b + \gamma_y y_b) \quad (11)$$

Mivel $\gamma = \gamma [x(a, b), y(a, b)]$, a (10) és (11) jobb oldalainak második tagjaira érvényesek a

$$\gamma_x x_a + \gamma_y y_a = \gamma_a \quad (12)$$

és

$$\gamma_x x_b + \gamma_y y_b = \gamma_a$$

azonosságok. Ennek figyelembevételével szorozzuk (10)-et x_b -vel, (11)-et $(-x_a)$ -val és adjuk össze az egyenleteket. Elvégezve ugyanezt a műveletet y_b -vel és $(-y_a)$ -val, a következő két egyenletet kapjuk:

$$\begin{aligned} y_{TT}(x_b y_a - x_a y_b) &= f(x_a y_b - x_b y_a) x_T - (\gamma_a x_b - y_b x_a), \\ x_{TT}(x_a y_b - x_b y_a) &= f(x_a y_b - x_b y_a) y_T - (\gamma_a y_b - \gamma_b y_a). \end{aligned} \quad (13)$$

Összenyomhatatlan folyadékra a kontinuitási egyenlet Lagrange-koordinátás alakja

$$\begin{vmatrix} x_a & x_b & x_c \\ y_a & y_b & y_c \\ z_a & z_b & z_c \end{vmatrix} = 1, \quad (14)$$

ahol c a légrészecske kezdeti vertikális koordinátája. Az összenyomhatatlansági feltételből következően $z_c = 1$, a determináns többi elemének nagyságrendjéről pedig a következők mondhatók:

$$\begin{aligned} x_a &\sim y_a \sim 1, \\ z_a &\sim z_b \sim 10^{-3}, \\ x_c &\sim y_b = \frac{\partial u}{\partial z} \cdot t \sim \frac{\partial v}{\partial z} \cdot t \sim 10^{-3} t. \end{aligned}$$

A determinánst a harmadik oszlop szerint kifejtve láthatjuk, hogy az x_c -hez illetve y_c -hez tartozó három tényező szorzatok $t \sim 10^7$ másodperc, vagyis mintegy 10 nap után lesznek egyenlőek a z_c szerint kifejtettekkel. Mintegy 1 napos előrejelzés során tehát az előbbi tagok egy nagyságrenddel kisebbek az utóbbiaknál, így első közelítésben elhanyagolhatók. Ekkor a kontinuitási egyenlet az

$$x_a y_b - x_b y_a = 1 \quad (15)$$

alakot ölti, és így (13)-ból megkapjuk az

$$y_{TT} = -fx_T + \gamma_a x_b - \gamma_b x_{ab}, \quad (16)$$

$$x_{TT} = fy_T + \gamma_b y_a - \gamma_a y_b \quad (17)$$

egyenletrendszer.

A kapott összefüggések a (7) és (8) megfelelői Lagrange-koordináta-rendszerben, összenyomhatatlan gázra, a kontinuitási egyenletben alkalmazott közelítés esetén. Megjegyezzük, hogy mivel a Montgomery-potenciál az adiabatikus folyamatokkal szemben invariáns, γ_a és γ_b nem függ az időtől.

2. Az egyenletrendszer analitikus megoldása

Rátérve a (16) és (17) numerikus megoldására, egy-egy időlépcsőn belül f , x_a , x_b , y_a és y_b értékét állandónak vesszük. Így az egyenletrendszer az időlépcsőn belül közönséges elsőrendű lineáris differenciál egyenletrendszerre alakul az x_T és y_T változókra:

$$\begin{aligned} \frac{d(y_T)}{dt} &= -f(x_T) + G_1, \\ \frac{d(x_T)}{dt} &= f(y_T) + G_2, \end{aligned} \quad (18)$$

ahol $G_1 = \gamma_a x_b - \gamma_b x_a$ és $G_2 = \gamma_b y_a - \gamma_a y_b$.

Kamke (1976) útmutatási alapján (18) általános megoldása:

$$\begin{aligned} x_T &= \sin ft' \left\{ \frac{G_1}{f} \sin ft' - \frac{G_2}{f} \cos ft' + C_1 \right\} + \\ &+ \cos ft' \left\{ \frac{G_2}{f} \sin ft' - \frac{G_1}{f} \cos ft' + C_2 \right\}, \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} y_T &= \cos ft' \left\{ \frac{G_1}{f} \sin ft' - \frac{G_2}{f} \cos ft' + C_1 \right\} + \\ &+ \sin ft' \left\{ -\frac{G_2}{f} \sin ft' - \frac{G_1}{f} \cos ft' - C_2 \right\}. \end{aligned} \quad (20)$$

Az időlépcső $t = \tau_0$ kezdetén ($t' = 0$)

$$x_T = x_{\tau_0} \text{ és } y_T = y_{\tau_0},$$

amit (19) és (20)-ba helyettesítve megkapjuk a C_1 és C_2 állandókat. A kérdéses részecske sebessége az időlépcsőn belüli t' pillanatban:

$$x_T = \frac{G_1}{f} + \left\{ y_{\tau_0} + \frac{G_2}{f} \right\} \sin ft' + \left\{ x_{\tau_0} - \frac{G_1}{f} \right\} \cos ft' \quad (21)$$

$$y_T = -\frac{G_2}{f} + \left\{ y_{\tau_0} + \frac{G_2}{f} \right\} \cos ft' - \left\{ x_{\tau_0} - \frac{G_1}{f} \right\} \sin ft' \quad (22)$$

Az időlépcső végén (21) és (22)-ből $\tau_0 = t'$ helyettesítéssel nyerjük a sebességkomponenseket, ha τ az időlépcső hossza.

A légrészecske τ_0 és $\tau_0 + \tau$ közötti elmozdulását megkapjuk, ha integráljuk (21) és (22) jobb oldalait $t' = 0$ és τ között. Ha a τ_0 időpillanatban a részecske helyzete (x_0, y_0) , akkor a $\tau_0 + \tau$ pillanatban:

$$x = x_0 + \frac{G_1 \cdot f \cdot \tau + (y_{\tau_0} f + G_2) \cdot (1 - \cos f \cdot \tau) + (x_{\tau_0} f - G_1) \sin f \cdot \tau}{f^2}, \quad (23)$$

$$y = y_0 + \frac{-G_2 \cdot f \cdot \tau + (y_{\tau_0} f + G_2) \sin f \tau - (x_{\tau_0} f - G_1) \cdot (1 - \cos f \cdot \tau)}{f^2}. \quad (24)$$

A (21)–(24) egyenletek biztosítják, hogy egy-egy időlépcsőn belül a helyzet- és sebességváltozások a szomszédos részecskéktől függetlenül számíthatók.

Bemenő adatként a Montgomery potenciál gradiensét és a kezdeti sebességet kell előállítani. Eredményként minden időlépcső végén megkapjuk a légrézecskek 2–2 sebesség- illetve helykoordinátáját.

IRODALOM

- Kamke, E. 1976: *Szpravocsnyik po obüknovennüm diferencialnüm uravnyenyijam*. Nauka, Moszkva
 Montgomery, R. B. 1937: A Suggested Method for Representing Gradient Flow in Isentropic Surfaces. *Bull. Am. Meteor. Soc.* 18. 210–212.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May – June 1981. Budapest

Az éghajlatkutatás jelentősége és feladatai*

FARAGÓ TIBOR, Központi Meteorológiai Intézet, H—1525 Budapest, Pf. 38

The present role and tasks of the climate research. In this paper the increasing importance of the climate research is stressed that has its roots in a challenge made by the serious variations of climate in the past decade. The causes of the social vulnerability and the effects of human activity with respect to the climatic variability are treated. The formulation of the new research conception integrates and extends the abundance of the early results of climatology. The most important principles and facilities of climate modelling are presented. All the questions are to be answered in the frame of the emerging international World Climate Programme. It is a great opportunity to extend our national efforts in this field and to improve our climatic investigations and services.

*

Az éghajlatkutatás jelentősége és feladatai. Az utóbbi évtized jelentékeny éghajlatingadozásai nyomán számottevően növekedett az érdeklődés az éghajlatkutatás eredményei iránt. Az éghajlat változékonyságával kapcsolatban mindenekelőtt a társadalom „sebezhetőségének” és az antropogén hatások tisztázásának a kérdése került előtérbe. A kutatás új szemlélete – az éghajlat modellezésének legfontosabb elveit és lehetőségeit figyelembe véve – továbbfejleszti a klimatológia korábbi eredményeit. A nemzetközi együttműködésben kibontakozó Éghajlati Világprogram végrehajtása közelebb visz az éghajlatkutatás időszerű problémáinak megoldásához. E program egyben jó lehetőség arra, hogy a nemzeti meteorológiai szolgálatok éghajlati kutatásaiknak és alkalmazásaiknak színvonalát emeljék.

*

Az éghajlatkutatás új korszakába lépett. Megnövekedtek a társadalmi igények, alapjaiban változtak a technikai lehetőségek. Az új megfigyelési eszközök és a számítógépek alkalmazásával az éghajlat *globális* elemzése előtt nyílt meg az út.

E folyamat valójában nem a közelmúltban kezdődött, és nemcsak az éghajlati környezet vizsgálatára vonatkozik. Az ipari, illetve a tudományos-technikai forradalommal felgyorsult a társadalom alkalmazkodása a természeti feltételekhez. Az elsajátított természeti erők minőségileg és mennyiségileg is nagyságrendekkel nagyobbak, mint korábban. Ezzel párhuzamosan

a) – látszólag különös ellentmondásban – „sebezhetőbbé” vált az ember, másszóval az élet e fejlődés során elért magasabb minőségének védelme, megtartása bonyolultabb feladat;

b) a nagyobb természeti erőforrások hasznosítása egyben az ember jelentékenyebb beavatkozását is jelenti a természeti folyamatokba.

*A Magyar Tudományos Akadémia Meteorológiai Tudományos Bizottságának 1981. február 11-i ülésére készített vitaanyag rövidített változata.

Az első problémakör gyökere főképpen arra vezethető vissza, hogy e fejlődés java az utóbbi 100–200 évben viszonylag kedvező és kevésbé változó természeti körülmények között, úgy és olyan gyorsan zajlott le, hogy az újabb felfedezések nyomán kialakuló energetikai, technikai stb. folyamatokat, eljárásokat nem, vagy alig kellett „adaptívan optimalizálni”, vagyis megváltozott környezeti feltételekre alkalmazva értékelni és alakítani. Tehát az említett eljárások az energiahordozók és nyersanyag készletek végelessége, vagy más változó természeti körülmények miatt, ma már új formájukban sem lehetnek olyan hosszú életűek, mint a földművelés vagy kézművelés korábbi, évszázadokon át fennmaradt, alig módosuló fogásai és eszközei. Másrészt az ember számára ma még elérhetetlen természeti erővel szemben jelenlegi eredményeink védeltsége messze nem arányos a létrehozásukhoz szükséges szellemi és fizikai erőfeszítésekkel.

A második problémakör, a természeti folyamatokba való egyre kiterjedtebb beavatkozásunk, ahhoz a ma sokoldalúan vizsgált kérdéshez vezet: nem módosítottuk vagy módosítjuk-e akaratomkon kívül, visszafordíthatatlanul a természeti környezetet, vagy annak markáns elemeit úgy, hogy az valamilyen, számunkra ma beláthatatlan vagy alig előrelátható következményekkel járna.

A felvetett gondolatok sajátosan jelennek meg a meteorológia területén.

a) Korunkra jellemző, hogy a társadalmi hatások mértéke a levegőkörnyezet változásainak nyomán is jelentősen megnőtt. Itt most az éghajlat, tehát hosszabbtávú folyamatok társadalmi hatására gondolunk, s ennek megfelelően a „sebezhetőség” azt jelenti, hogy *éghajlatérzékenyebbek* lettünk, ugyanis pl. a „mérsékelt öv évi középhőmérsékletének egy fokos tartós csökkenése a gabonatermesztés határának több száz kilométeres eltolódásával járna, s olyan területek, amelyek ma a világ búzatermesztésének jelentős részét adják, kiesnének a termelésből”. A 70-es években a különböző földrajzi területeken észlelt szélsőségesebb és tartósabb éghajlati anomáliák elsősorban (közvetlenebbül) éppen a mezőgazdasági tevékenységre hatottak rendkívül negatívan.

A földi éghajlat története alapján minden időszakban az adott éghajlati körülmények jól valószínűsíthető változékonyságával kell számolnunk. A jelenlegi ismereteink szerinti prognosztikai következtetések csak igen feltevések lehetnek. A klimatológiaiilag várható értékek számításához jelenleg általánosan alapul vett 1931–60-as időszokról kiderült, hogy feltehetően az utóbbi ezer év legkedvezőbb, viszonylag kis változékonyságú periódusa volt (Mason, 1976). A közelmúlt éghajlatingadozásai nyomán számos ellentmondó értékelés jelent meg. Ezek lehetséges oka az, hogy a légkörben egyidejűleg fennálló különféle mechanizmusok hatásai igen eltérők lehetnek, vagyis a légkör olyan összetett rendszer, ahol a különböző tér és időbeli skálájú folyamatok összefüggő sokasága alakítja ki az egyes elemek átlagos, éghajlati értékeit (Faragó, 1978). Más és más, de külön-külön is többrétű, például a széndioxidnak vagy az aeroszoloknak a sugárzási egyenleg kialakításában betöltött szerepe (Mészáros, 1977). A legújabb kutatások alapján a sokféle hatás eredője is pozitív; az utóbbi 10–12 évre ismét az összességében a legutóbbi 100 évben fennálló fölmelegedés a jellemző (Rauner, 1980). Mások, különféle okok miatt, a tendencia egyértelműségét nem fogadták el (Madden és Ramanathan, 1980). Bizonyos vizsgálatok alapján még érthetőbbé válik, miért fordul ma megkülönböztetett figyelemmel az éghajlatkutatás felé a közvélemény: az utóbbi tíz évben jelentékenyen nőtt az éghajlat változékonysága

(Hare, 1979), és ennek komoly, néhol katasztrofális társadalmi következményei voltak (Kates, 1979; Czelnai, 1980b).

b) Az ember az éghajlatot tevékenységével „akaratlanul” is fokozódó mértékben befolyásolhatja (Kellog, 1975). E hatás három fő területre osztható (Munn és Machta, 1979): a légkör összetételének módosítása, a „hőszennyezés” és a földfelszín átalakítása. Olyan folyamatokról van itt szó, amelyek a modern ipari és mezőgazdasági fejlődés kísérői, s amelyeknek következményei hosszabb időn át elkerülték a figyelmet. Többek közül a legismertebbeket, a fosszilis tüzelőanyagok kiterjedt alkalmazása révén növekvő mennyiségű légköri szén-dioxidot, a többféle módon felhasznált és felszabaduló klórfluor-metánokat, vagy az emberi tevékenység következtében is keletkező aeroszolókat említjük. Jól ismertek a „hőszennyezés” módjai is (Williams et al., 1979; Flohn, 1977), amelyek mindenekelőtt az energiatermeléssel állnak összefüggésben. Bár a jelenlegi energiafogyasztás „csak” 8–10 TW nagyságrendű, ami a felszínre jutó szoláris energiának mintegy tízezred része, a fejlődés jelenlegi tendenciája mellett ennek éghajlatmódosító hatása már a nem túl távoli jövőben jelentős lehet. A felszín módosító hatások közül a növekvő mértékű erdőirtást, a „túllegeltetést”, s általában mindenekelőtt a mezőgazdaság talajalakító tevékenységét emelhetjük ki, amely módosítja a felszíni albedót, a felszín hő- és vízháztartását. A jelenlegi becslések szerint azonban globális éghajlati hatásról egyelőre itt sincs szó.

Az emberiség fejlődése láthatóan olyan szakaszba érkezett, amikor természetátalakító képessége, ereje már kezdi megközelíteni az egyes globális természeti folyamatok nagyságrendjét. Ámde az elért magasabb minőség fokozódó mértékben függ a természeti környezet változásaitól. Az elért eredményekkel tehát nem hogy csökkentek volna, hanem tovább növekedtek a természet elsajátításával kapcsolatos feladataink. Az éghajlati folyamatok jobb megismerése is ezek közé tartozik.

2. Mi az egyetemes és mi az új a jelenlegi szemléletben?

Az éghajlat, mint ökológiai tényező alapvető sajátosságainak figyelembe vétele már a régi korok embere számára is elengedhetetlen volt. Feltételezhetően a földművelés kialakulásával váltak a megfigyelések céltudatossá. Viszont még ma is csak kevéssé ismerjük azokat a fő mechanizmusokat, amelyek az éghajlatot alakítják, illetve felelősek az éghajlat ingadozásaiért, változásaiért. Ide értjük a kiváltó hatásokat és hatásmechanizmust is, tehát azt a folyamatláncot, amely közvetíti a „kezdeti” hatásokat. Az előbbieket általában, az adott rendszer szempontjából, olyan külső tényezőknek tekintik, amelyek főbb tulajdonságai aránylag hosszú időn át lényegileg változatlanok vagy csak nagyon lassan változnak (Czelnai, 1977). Boriszenkov (1976) szerint, „teljesen nyilvánvaló, hogy a klasszikus klimatológia... elvileg nem tud választ adni a fölvetett kérdésekre”, amelyek jelenleg az éghajlatváltozásokkal kapcsolatban felmerülnek. Mindamelllett a mai, az éghajlat globális elméletének kialakítására való törekvések a klasszikus klimatológia, vagy helyesebben az egyedibb hatásokra és kölcsönhatásokra rávilágító eddigi tudományos eredmények tömege nélkül elképzelhetetlenek lennének.

Melyek a modern éghajlatkutatás fő megkülönböztető jegyei?

Minden kutatómunka lényegi, tartalmi jellemzők kiválasztására irányul, s ennek megfelelően a nem vagy kevéssé meghatározó kísérőjelenségek elha-

nyagolásával és egyszerűsítésekkel jár. A földi légkör esetében azonban – mai ismereteink alapján – akár az időjárás, akár az éghajlatalakító folyamatok közül nem ragadható ki egyetlen, vagy kevésszámú jól elhatárolható és leírható domináns tényező. Sikertelennek bizonyultak azok a korábbi törekvések hogy a globális éghajlati változásokat egyszerűen egy vagy néhány olyan okra vezessék vissza, mint a Föld pályaelemeinek hosszútávú periodikus változásai, a napállandó vagy a napfoltszámok ingadozásai, a holdfázisok menete, vulkanikusság, kontinensvándorlás, vagy mint a Föld keringési sebességének változása (Hunt, 1979). Kétségtől bizonyos időszakán, egyes hatásoknak meghatározóbb a szerepe, a különféle folyamatok azonban egyrészt átfedik egymást, másrészt olyan közegre – a légkörre – hatnak, amely maga is rendkívül összetett és a külső hatásokra bonyolult, nem-lineáris belső folyamatokkal válaszol.

E felismerések jegyében az éghajlat jobb megértéséhez a következő módszertani követelményeket kell kitűzni: a) a vizsgálat alapjául vett időtartományban minden jelentős hatású, külső („kényszer”) tényezőt együttesen kell számításba venni; b) a légkört, mint objektumot, komplexen kell értelmezni; c) nemcsak a hatások tényét és végső eredményét, hanem a hatások folyamatát is meg kell ragadni.

Többé-kevésbé elfogadottak azok a külső tényezők, amelyek a $10^1 - 10^9$ év nagyságrendű időtartományban az éghajlat szempontjából döntő jelentőségűek. Nevezetesen a napsugárzás (ahogy a légkör külső határát eléri), az óceán mélyebb rétegei, a litoszféra, bioszféra és a krioszféra lassan változó elemei. Az objektum komplex közelítése három területen jelentkezik:

– minden fontosabb összetevő figyelembevétele, beleértve az objektumot alkotó főbb elemeket (szabad légkör, határréteg, óceán aktív felszíne, földfelszín, krioszféra és bioszféra egyes elemei stb.), illetve folyamatokat (impulzus-, hő-, víztranszport, sugárzás, s ezzel kapcsolatban a felhők szerepe, a légkör egyes összetevőinek, mint az ózon, a szén-dioxid vagy az aeroszolok hatása, változása, illetve a konvektív folyamatok, a szabad légkör szubgrid skálájú turbulens folyamatai stb.);

– térbeli kiterjesztés, azaz az éghajlati vizsgálatokban a planetáris skála alkalmazásának szükségessége;

– időbeli komplexitás abban az értelemben, hogy egy-egy időszak viszonylag stabilabb éghajlata is dinamikus egyensúlyi állapotot jelent, tehát számos kisebb ingadozási (relaxációs) idővel jellemezhető folyamatot foglal magában.

Az éghajlatkutatás új szemléletének kibontakozásában jelentős szerepe volt a WMO, az ICSU és a UNEP által közösen szervezett 1974-es nemzetközi éghajlati konferenciának (GARP, 1975), amely egyrészt elméleti magját adta a Globális Légkörkutatási Program második célkitűzésének, másrészt megalapozta az *Éghajlati Világprogramot*. Az éghajlati rendszer itt elfogadott fogalma gyökeresen általánosította a korábbi klimatológiai szemléletet. Az addigi értelmezés szerint az éghajlat „a légkör fizikai tulajdonságainak és folyamatainak egy adott helyen hosszabb időszak során a környezettel és egymással is állandó kölcsönhatásban álló rendszere. Az éghajlattal egyik alapvető feladata annak megvilágítása, hogy ezt a rendszert milyen tényezők határozzák meg.” (Péczely, 1979). A jelenlegi felfogás kitágítja e lokális, helyhez kötött rendszer határait, s a korábbi éghajlati tényezőkkel együtt, *egységben* szemléli azt.

Az éghajlati konferencia megállapítása szerint a bonyolult folyamatok elemzésében a numerikus modellezésnek lényegében nincs alternatívája, hiszen ez az egyetlen lehetőség, hogy a klímarendszer elemeinek összefüggéseit, kölcsönhatásait folyamatokban (s ezáltal egyáltalán) feltárhassuk. A számításba vehető modellek hierarchiája a legelemibb egydimenziós energia-egyensúly modellektől a háromdimenziós, sokoldalúan paraméterezett általános cirkulációs modellekig terjed. (Schneider és Dickinson, 1975). A magasabb-szintű modellek mindenekelőtt az impulzustranszportot írják le egyre részletesebben (tehát egyre kevésbé szűrt, paraméterezett mozgásegyenletekkel). A hierarchia magasabb lépcsőin a modellben megjelennek, többek között, a légkör szubgrid skálájú, valamint a földfelszín és az óceán lényeges, paraméterezett folyamatai is. A modelltípusok kapcsolatát szem előtt tartva kijelenthető, hogy az éghajlatmodellezés alapját végsősoron egyértelműen az éghajlatilag fontos fizikai folyamatokkal kibővített általános cirkulációs modellek adják (Götz, Dévényi és Faragó, 1978). Ennek megfelelően az egyszerűsített modellek az előzetes becslések eszközei, amelyek segítségével az éghajlati rendszer egy-egy elemének változásait érthetjük meg a többi összetevő függvényében. Az ilyen vizsgálatokkal különösen jól tanulmányozhatók az úgynevezett visszacsatolási (*feedback*) mechanizmusok, amelyek visszatérő – egyes tendenciákat egyre erősítő, vagy gyengítő – folyamatláncokat (hurkokat) jelentenek. Egy többdimenziós térbeli geometriai idom azonban messze nem egyértelműen reprodukálható hipersíkbeli vetületeiből; pontosan ennek analógiájára az egyedileg feltárt hatásmechanizmusokból sem szerkeszthető meg a teljes éghajlati folyamat.

A fentiekből kitűnik, hogy az éghajlati modellek megoldásakor mindenekelőtt dinamikus egyensúlyi állapotot tartalmazó, aszimptotikus megoldást keresünk. Feltételezzük tehát, hogy a hosszú integrálási időtartam végén, a kezdeti értékmezőktől függetlenül, az egyes jellemzők (éghajlati elemek) hosszabb időbeli átlagai már nem változnak.

Az éghajlatmodellezés elsődleges célja természetesen az előrejelzések készítése, a valóság közelítése. A modellek hosszabb távú numerikus integrálásától az időjárás-előrejelzés területén jelenleg kétségtelenül nagyobb, közvetlen hasznot remélnek, mint a tényleges éghajlat-előrejelzésben. (Koppány, 1980). Ez a tendencia azért figyelemreméltó, mert korábban éppen az ehhez az időskálához tartozó prognózisok kivitelezését tartották a legnagyobb feladatnak (Neumann, 1955). Az *elsőfajú* és ismert (múltbeli vagy jelenlegi) időszakokra vonatkozó éghajlati prognózisok elkészítése révén az elméletileg megszerkesztett és numerikusan realizált modell alapjaiban ellenőrizhető. [A legtöbb esetben azonban a jelentékeny gépidőszükséglet miatt mellőzik a modelleknek nagyszámú kiindulási mezővel, Monte-Carlo-elven való kiértékelését, pedig azok stabilitása döntő kérdés (Chervin és Schneider, 1976; Laurmann és Gates, 1977). A nagyobb modellek esetében a stabilitás közvetlen matematikai vizsgálata gyakorlatilag lehetetlen.]

A modellek segítségével elemezhető az éghajlati rendszer „érzékenysége” is. Az ilyen *másodfajú* prognózisok (Lorenz, 1975) esetén azt vizsgálják, hogy milyenek lennének a következményei a peremfeltételek vagy a külső „kényszerfeltételek” megváltozásának. Az ilyen jellegű kérdésfelvetés nem újkeletű. Simpson 1927-ben például azt vizsgálta, mi történne, ha egy második Golf-áramlást is létrehoznának Közép-Ázsián keresztül? Az ilyen típusú numerikus kísérletek céljaira igen alkalmasak az egyszerűbb éghajlati modellek is. A kutatások keretében, többek között, a légköri CO₂-mennyiség növekedésének, a

napállandó emelkedésének, vagy az antropogén hőszennyezés fokozódó ütemének következményeit vizsgálták.

Az első- és másodfajú prognózisok megkülönböztetése azonban nem teljesen egyértelmű. Míg az elsőfajú prognózisok a kérdéses rendszer igazodási (relaxációs) időtartományán belülre vonatkoznak, addig a másodfajúak esetén az integrálás messze túlnyúlik ezen, és a dinamikus egyensúly kialakulásában már a lassúbb (külső) rendszer egyes elemeinek változásai is közrejátszanak (Hasselmann, 1979).

Végül a modellek segítségével kereshető a válasz az éghajlatkutatás egyik alapvető kérdésére is: Melyek az előrejelezhetőség elvi határai? Az e kérdés iránti érdeklődés különösen azóta nőtt meg, amióta a meteorológiai kutatások és szolgáltatások eszköztára igen költséges elemekkel – műholdakkal, nagyszámítógépekkel, radarral – gyarapodott (Czelnai, 1980). Az előrejelezhetőség határait vizsgáló vizsgálatok egyrészt a mezoléptékű meteorológiai jelenségeket is magukban foglaló időjárási folyamatokra, másrészt a globális léptékű, átlagos jellemzők fejlődési tendenciájával jellemezhető éghajlati folyamatokra vonatkoznak.

Az első feladat megoldásában, melyet néha pontatlan terminológiával „determinisztikus” előrejelzésként különböztetnek meg, a kutatók igen jelentős eredményeket értek el. A legtöbb vizsgálat arra irányult, hogy meghatározott modelleknek a kezdeti értékektől függő stabilitásán keresztül következtetéseket vonjanak le a valóságos folyamatok előrejelezhetőségére. A folyamatok olyan széles (idő- és térbeli) nagyságrendi skálán zajlanak le, hogy a korábbi filozófiai mechanisztikus világnépek is megfelelő „predeterminisztikus” közelítések hamar megdőltek. A vizsgálatok alapján a kiindulási mezők leírásában mutató hibák 2–5 naponként megkettőződnek, s így az időjárás numerikus előrejelzése 10–30 napon túl objektív okok miatt nem lehetséges (Smagorinsky, 1969; Lorenz, 1973; Leith, 1971; Lorenz, 1968).

A második probléma ennél lényegesen bonyolultabb. Lorenz (1968) szerint a fő kérdés az, vajon tranzitív, vagyis végsősoron ergodikus-e a vizsgált éghajlati folyamat. Feltevése szerint e kérdésre végül is pozitív a válasz, de még a hosszú időszakokra vonatkozó statisztikák is eltérők lehetnek. Másszóval az ergodikus tételek alkalmazhatók, de a konvergencia igen lassú és a rendszer „majdnem” intranzitív.

Az éghajlati rendszer vizsgálata más módszerekkel is lehetséges. A globális cirkulációt laboratóriumi kísérletekben is vizsgálták, s többek között a planetáris hullámok szimulációjában eredményeket is értek el, de nyilvánvalóan az éghajlatkutatáshoz „nem készíthető élethű laboratóriumi modell. Ezért a meteorológus hátrányban van a kísérletező fizikussal, vegyésszel, biológussal szemben. Ezt a hátrányt azzal igyekszik csökkenteni, hogy a légkör-szárzsföld-óceán együttes rendszerének fizikai viselkedését matematikai modellek segítségével írja le”. (Koppány, 1980). A földi éghajlati rendszer jobb megértését segíti elő más bolygók éghajlatának elemzése is.

Sokkal előnyösebben alkalmazhatók a paleoklimatológia eszközei (Geraszimov, 1979). A régmúlt korok speciális módszerekkel rekonstruált éghajlati viszonyai és a külső kényszertényezők kikövetkeztetett állapotai alapján egyrészt a vizsgált rendszer több valóságos megoldását azonosíthatjuk, másrészt a történelmileg szemlélt folyamatot mint egészet tanulmányozhatjuk (trendeket, extrém értékeket stb.). A mélytengeri üledékek, a fák évgyűrűinek, gleccser-határok változó kontúrjainak stb. vizsgálata mellett az e vizsgálatokból rekonstruált múltbeli éghajlati körülmények alapján a numerikus modellek

is továbbfejleszthetők. A modelleknek olyanoknak kell lenniök, hogy belőlük a különféle valóságok megoldások származtathatók legyenek, hiszen csak így remélhető, hogy a segítségükkel készített előrejelzéseknek is van reális értékük.

3. Társadalmi elvárások ; nemzetközi összefogás ; időszerű feladatok

„A *Teremtés* könyvében (*Mózes I. könyve*) József a modern tudomány legjobb eredményeit messze túlszárnyaló sikerrel adott hosszútávú előrejelzésében arra figyelmeztetett, hogy hét bő esztendő hét szűk esztendő fog követni; ezért tanácsolta a fáraónak, hogy tartalékoljon gabonát . . .” (*Schneider*, 1977). A mai fejlettebb technikai színvonal ellenére az emberiség rendkívül „sebezhető” még a viszonylag kisebb mértékű éghajlatingadozások által is. Az éghajlat változásai rendkívül sokféleképpen, de különösen a mezőgazdasági tevékenységen keresztül hatnak a társadalomra. Minden erőfeszítés ellenére a tendenciájában növekvő terméshozamok sorában időről-időre óriási ingadozások mutatkoznak (*McQuigg*, 1979). Az éghajlatingadozások hatásai más területeken is jelentősek; érintik többek között a településtervezési és városfejlesztési tevékenységet, az energiagazdálkodást, a közlekedést. E sorrend hozzávetőlegesen kifejezi a főbb gazdasági tevékenységi körök éghajlati érzékenységét is (*Czelnai*, 1980).

A 70-es évek első felében megfigyelt és súlyos következményekkel járó éghajlatingadozások nyomán nagy nemzetközi érdeklődés nyilvánult meg a klímakutatás iránt. 1974-ben az Egyesült Nemzetek Szervezetének rendkívüli ülése azzal a kéréssel fordult a Meteorológiai Világszervezethez, hogy vállalkozzék az éghajlati kutatások hatékony nemzetközi összefogására.

A kérdéses természeti körülmények közvetlen hatásai nyilvánvalók voltak, a szükséges teendők megfogalmazása azonban nehéz feladatnak bizonyult. Az addig elért eredmények áttekintésével és a további vizsgálatok fő területeinek kitűzésével már az 1974-es stockholmi éghajlati konferencia is részletesen foglalkozott (GARP, 1975). Az éghajlatkutatók előtt álló főbb kérdések az éghajlat változásaira, ennek természetes és antropogén okaira, társadalmi következményeire, illetve az éghajlat céltudatos módosításának lehetőségeire vonatkoznak (*Boriszenkov*, 1976). Szándékos éghajlatmódosító beavatkozásra viszont akkor és csak akkor kerülhet sor, amikor ennek következményei egyértelműen tisztázhatók lesznek. Mindazonáltal már ma több olyan céltudatos emberi tevékenység van, amely különböző környezeti tényezők nagytérségű átalakítására irányul, de amely ugyanakkor, közvetve, számottevő éghajlatmódosító hatással is jár (*Czelnai*, 1980).

Az 1979-es genfi Éghajlati Világkonferencia összegezte azokat a teendőket, amelyek alapján a Meteorológiai Világszervezet VIII. Kongresszusa a 29. sz. határozatában formálisan megnyitotta az utat az *Éghajlati Világprogram* tervezése előtt. A program irányítója a Meteorológiai Világszervezet; a kutatási programot a Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsával együttesen szervezi; az éghajlati és az éghajlatra gyakorolt hatások vizsgálatait pedig az ENSZ Környezeti Programja koordinálja. A programok szervezése gyors ütemben folyik. A felkészülés egyik sajátossága az új szemlélet érvényesítése mellett a korábbi eredmények maximális hasznosítása.

Az Éghajlati Világprogram négy fő összetevőre tagolódik. (WMO, 1980).

Az *Éghajlati adatprogram* keretében – az előzetes tervek szerint – kiterjedt adatgyűjtésre, a klimatológiai állomáshálózat extenzív és intenzív fejlesztésére, valamint az összes idevonatkozó adatcsoporthoz felölelő, megfelelően egységes nyilvántartás kidolgozására kell erőfeszítéseket tenni. Az észlelőhálózat elemeinek, illetve a megfigyelendő adatoknak a körét már az éghajlat új, globálisabb szemlélete határozza meg. Következésképpen ide kell sorolni a hidrológiai, oceanográfiai, geofizikai és ökológiai adatforrásokat is, továbbá a földfelszíni és az űrbázisú megfigyelési rendszereket. Az éghajlati ingadozások társadalmi következményeinek, illetve az éghajlatot befolyásoló antropogén hatásoknak az elemzéséhez elengedhetetlen különböző gazdasági és szociográfiai adatok gyűjtése és rendszerezése.

A meteorológiai szolgálatok tevékenységét illetően így a szinoptikai, klimatológiai, sugárzási és magasléghalmi adatokon kívül fontos szerepet töltenek be a levegő összetételére, általában a hidroszférára és a krioszférára (az oceanográfiai adatok közül a tengeri jég kiterjedésére stb.) vonatkozó adatok. A levegőminőség leírásában megkülönböztetett szerepe van az ózon- és a széndioxid-szint, valamint az aeroszol-koncentráció és összetétel mérésének, változásai követésének.

Az *Éghajlati alkalmazások programjának* elsődleges célja, hogy a meteorológia által nyújtható információkkal elősegítse a politikusok, gazdasági irányító testületek, a különböző gazdasági területek fejlesztéséért, a tervek kidolgozásáért felelős szakemberek munkáját. Az éghajlathoz való helyes alkalmazkodás, az ingadozásokra és az esetleges változásra való érzékeny reagálás csökkenti a társadalom „sebezhetőségét” (Czelnai, 1980), különösen akkor, ha az alkalmazkodás tudományos megalapozottságú, előrelátással tervező stratégián alapul. A klimatográfia már ma bőségesen rendelkezésre álló eredményeinek, az éghajlatot és annak változékonyságát sokrétűen leíró statisztikáknak a hasznosítása terén még óriásiak a lehetőségek. Az éghajlati információk hatékonyabb alkalmazása érdekében mindenekelőtt fel kell tárni az éghajlatingadozásokra érzékeny társadalmi-gazdasági folyamatokat és területeket, és meg kell mutatni, hogy miképpen tehetők az idevonatkozó politikai-gazdasági döntések optimálisabbá az éghajlati információk alkalmazásával.

Az *Éghajlati hatások tanulmányozásának programja* két, egymástól csak részben elkülöníthető problémakörre bontható. Egyrészt a különféle ipari, mezőgazdasági, fogyasztási tevékenység révén az emberiség növekvő mértékben változtatja természeti környezetét, potenciálisan a földi éghajlatot is. E hatások sorában az emelkedő szén-dioxid-szintet, a földfelszín nagy kiterjedésű mesterséges változásait (amelyek érintik annak érdességét, albedóját, befolyásolják hő- és vízegyenlegét), az aeroszol-emissziót, vagy a hőszennyezést említhetjük. Másrészt beható tanulmányozást igényelnek az éghajlat ingadozásainak és változásának a társadalmakra gyakorolt hatásai. E tekintetben szorosan kapcsolódik egymáshoz a hatások és az alkalmazások alprogramja.

Az éghajlatváltozások és ingadozások kutatási programja, vagyis az *Éghajlatkutatási Világprogram* a nemzetközi együttműködés döntő láncszeme. Ennek keretében kell elvégezni azokat a komplex vizsgálatokat, amelyek alapján meghatározható, miért és hogyan mennek végbe az éghajlati rendszer állapotainak és folyamatainak az ingadozásai és változásai. Végül soron e kutatások fő célja a kérdéses változások előrejelzése. Ehhez mindenekelőtt igen alaposan, számszerűen jellemezni kell a földi éghajlatot, a tágabban értelmezett éghajlati rendszer elemeit és folyamatait. A kutatási program legfőbb eszközei a numerikus éghajlati modellek. A modellekben akár explicit leírásukon,

akár paraméterezett alakjukon keresztül számos olyan folyamatot kell figyelembe venni, mint például az óceánban lezajló hőszállítás, a levegő összetételének változásai (CO₂, O₃, nitrogén- és klórszarmazékok stb.), a felhők dinamikája és az aeroszolidok, illetve ezeknek a sugárzási folyamatokban betöltött szerepük, a hidrológiai körfolyamatok (csapadék, párolgás, a talaj vízháztartása stb.), a felszín változásai. Az extraterresztrikus hatások közül külön figyelmet érdemelnek a Nap sugárzás-változásainak éghajlati következményei.

A modellek segítségével a már részletezett előrejelezhetőségi és érzékenységi vizsgálatok végezhetőek el. Emellett a hosszú megfigyelési adatsorok és a paleoklimatológiai adatok alapján becsülhetőek az éghajlat változásának és ingadozásának trendjei is. A régi korok éghajlatának rekonstrukciója is hozzájárulhat a rendszer érzékenységének a vizsgálatához, több stabilis állapotának a feltárásához.

4. A hazai kutató és szervező munka adottságai és lehetőségei az Éghajlati Világprogrammal összefüggésben

Az Éghajlati Világprogram figyelemmel kísérése és a feladataiban való részvétel nem öncélú, nem csupán egy tőlünk függetlenül kibontakozó nemzetközi együttműködéshez való külsőleges viszony kérdése, hanem mindennek előtt:

– *alkalom*, hogy az adott területen elért magyar tudományos eredményeket áttekintsük, azokat nemzetközi mércével mérjük;

– *lehetőség* arra, hogy a külföldi eredmények adaptálása és a megfelelő hazai kutatások és fejlesztések ösztönzése révén e tudományág eredményei jobban hasznosuljanak a társadalmi-gazdasági életünkben.

Az éghajlatkutatásnak Magyarországon komoly hagyományai vannak. A jelenleg felmerülő feladatok megoldásához azonban egyre kiterjedtebb adat-, technikai és műszaki-tudományos információs bázis szükséges. Az adottságok és követelmények alapján követendő kutatási, kutatásszervezési és alkalmazási elvként az tűzhető ki, hogy

– egyrészt folyamatosan figyelemmel kell kísérni az éghajlatkutatás jelenlegi szakaszának minden főbb eredményét;

– másrészt céltudatos, körültekintő kiválasztással meg kell határozni azokat a területeket, ahol koncentráltabban, gyümölcsözően folytatható az alaputatási és alkalmazási tevékenység.

A jelenlegi általánosabb közelítési mód mssze túlmutat a klimatográfia, illetve az éghajlatprognosztika keretében korábban fölvetett problémakörön. Az utóbbiak terén addig elért fontosabb hazai eredményeket és a közeljövő főbb feladatait néhány éve az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága által létrehozott ad hoc bizottság tekintette át (*Ambroczy et al., 1977*). Az egyik legsajátosabb követelmény – és a Világprogram terveiben megfogalmazott feladatok is ezt erősítik meg –, hogy a kutatásokat messzemenően össze kell kapcsolni az alkalmazásokkal úgy, hogy a természeti környezet eme változásaiból fakadó, a társadalmi-gazdasági folyamatokban megmutatkozó hatások feltárását, az éghajlati ismeretek hasznosítását maguknak a meteorológia területén dolgozó szakembereknek kell szorgalmazniuk. Ez az igény olyannyira csak a legutóbbi időben erősödött meg, hogy a Világprogram előkészítésének korábbi szakaszában az alkalmazásokkal kapcsolatos programnak még nyoma sem volt (*WMO, 1978*).

A Világprogram egyes alprogramjaihoz az eddigi hazai éghajlatkutatás több témaköre jól illeszkedik. Az adatok és a megfigyelési hálózat reprezentativitásával, statisztikai elemzésével kapcsolatban kiterjedt vizsgálatok folytak. Régi tapasztalatai vannak az éghajlati információk társadalmi-gazdasági alkalmazásának; a 60-as évek végétől kezdődően az ilyen típusú szolgáltatások mennyisége és színvonala erőteljesen felfelé ívelt. A jövőben még nagyobb súlyt kell helyezni az ilyen információk hasznosításának módjára és az ezzel összefüggő felvilágosító munkára. Nyilvánvaló, hogy ma az éghajlatkutatók szerepe nem zárulhat le a természeti folyamatok leírásával, hanem együtt kell működniük minden területen a gazdasági szakemberekkel, az alkalmazókkal is.

Jelentős hazai eredmények születtek már eddig is a levegő összetételének változásával, az antropogén levegőszennyezés emissziójával és transzmissziójával kapcsolatban. Ugyanekkor e folyamatok éghajlati következményeinek, vagy az éghajlatingadozások társadalmi hatásainak az elemzése terén a külföldi, általánosabb érvényű kutatásokon kívül nélkülözhetetlenek a helyi vizsgálatok is. Az éghajlatkutatási alprogram szemponjából alapvető jelentőségű az éghajlati rendszer összetevőinek és folyamatainak fenomenológiai leírása. A magyar klímakutatók eredményei e tekintetben a leggazdagabbak. Újabb követelményeket támasztanak az 1981 őszén kezdődő *Alpi Kísérlet* (ALPEX) célkitűzései (GARP, 1980). Az éghajlatingadozásoknak a műszeres megfigyelési sorozatokon alapuló statisztikai vizsgálatával is többen foglalkoztak. A hazai paleoklimatológiai kutatásokról nemrég kitűnő összefoglaló tanulmány jelent meg (Kordos, 1979). Az éghajlat numerikus modellezéséhez fontos, néhány fizikai, kémiai folyamat (alsó határréteg folyamatai, sugárzási, levegőkémiai folyamatok, levegőszennyező anyagok felszabadulása és terjedése stb.) vizsgálatában eddig elért számottevő eredmények továbbfejlesztése látszik biztosíthatónak. A lehetőségek számbavételével a Meteorológiai Tudományos Bizottság, a GARP-Albizottság ajánlásai nyomán, már korábban is igen behatóan foglalkozott (—, 1978). Az akkor megfogalmazott főbb feladatok ma is időszerűek.

Mіндеzek alapján a Meteorológiai Tudományos Bizottság, illetve annak Éghajlati Világprogram Albizottsága előtt az a feladat áll, hogy részletesebben áttekintse a hazai klímakutatás eddigi eredményeit, a témakör lehetőségeit és pontosabban megfogalmazza a jövő célkitűzéseit.

IRODALOM

- Ambrózy P. et al., 1977: A hazai éghajlatkutatás és a hosszútávú előrejelzések helyzete. Összefoglaló tanulmány. MTA, Meteorológiai Tudományos Bizottság.
- Boriszenkov, E. P., 1976: O klimate i zadaesah PIGAP-KLIMAT. Meteorológia i gidrológia, 1., 3–15.
- Chervin, R. M., Schneider, S. H., 1976: On determining the statistical significance of climate experiments with general circulation models. J. Atmos. Sci., pp. 405–412.
- Czelnai R., 1977: Légköri folyamat-rendszerek modellezése. MTA X. Oszt. Köz. 1–2., 31–51.
- Czelnai R., 1980: A meteorológia eszközei és módszerei. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Czelnai R., 1980b: Climate and society: Great Plain of the Danube Basin. Proc. Workshop, IIASA, Laxenburg.
- Favó T., 1978: Az éghajlatmodellezés alapjai. Előadás a Meteorológiai Tudományos Napokon. Az OMSZ Hiv. Kiadv. XLVIII., pp. 151–161.
- Flohn, H., 1977: Climate and energy. Climatic change 1., pp. 5–20.
- GARP, 1975: The physical basis of climate and climate modelling. GARP P. S. N° 16.
- GARP, 1980: The Alpine Experiment (ALPEX). Experiment design proposal. Geneva.

- Gerasimov, I. P.*, 1979: Climates of past geological epochs. World Climate Conf., WMO - N^o. 537, pp. 88 - 111.
- Götz G., Dévényi D., Faragó T.*, 1978: Éghajlatmodellezés és a szubgrid skálájú folyamatok. Kézirat. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Hare, F. K.*, 1979: Climatic variation and variability: empirical evidence from meteorological and other sources. World Climate Conference, WMO - N^o. 537, pp. 682 - 691.
- Hasselmann, K.*, 1979: Some comments on the design of model response experiments for multitime-scale systems. In GARP P. S. N^o. 22., 1037 - 1049.
- Hunt, B. G.*, 1979: The effects of past variations of the Earth's rotation rate on climate. NATURE 20., pp. 188 - 191.
- Kates, R. W.*, 1979: Climate and society: Lessons from recent events. World Climate Conf., WMO - No. 537, pp. 682 - 691.
- Kellogg, W. W.*, 1975: Effects of human activities on global climate. WMO Techn. Note N^o 156.
- Kordos L.*, 1979: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. Az Orsz. Meteor. Szolg. Hiv. Kiadv. L., Budapest.
- Koppány Gy.*, 1980: Éghajlatváltozások modellezése. Élet és Tudomány, 166 - 168.
- Laurmann, J. A., Gates, W. L.*, 1977: Statistical considerations in the evaluation of climatic experiments with atmospheric general circulation models. J. Atmos. Sci., pp. 1187 - 1199.
- Leith, C. E.*, 1971: Atmospheric predictability and two-dimensional turbulence, J. Atmos. Sci., pp. 145 - 161.
- Lorenz, E. N.*, 1968: Climatic determinism. Meteor. Monographs, 30.
- Lorenz, E. N.*, 1973: On the existence of extended range predictability. J. Appl. Meteor., pp. 543 - 546.
- Lorenz, E. N.*, 1975: Climatic predictability. In GARP P. S. No. 16., WMO, Geneva, pp. 132 - 136.
- Madden, R. A., Ramanathan, V.*, 1980: Detecting climate change due to increasing carbon dioxide. Science, 4458., pp. 763 - 767.
- Mason, B. J.*, 1976: The nature and prediction of climatic changes. Endeavour, 125., pp. 51 - 57.
- McQuigg, J. D.*, 1979: Climatic variability and agriculture in the temperate regions. World Climate Conf., WMO, - No. 537, pp. 406 - 425.
- Mészáros E.*, 1977: A levegőkémia alapjai. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Munn, R. E., Machta, L.*, 1979: Human activities that affect climate. World Climate Conf., WMO - No. 537, pp. 170 - 209.
- Neumann, J. von*, 1955: Some remarks on the problem of forecasting climatic fluctuations. In „Dynamics of climate”, ed. R. L. Pfeffer, Pergamon Press.
- Péczely, Gy.*, 1979: Éghajlatlan. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Rauner, Ju. L.*, 1980: Genezisz i prognoz szovremennova klimata. Izv. AN SzSzsZR, ser. Geograficeszkaja, 5., 161 - 168.
- Schneider, H., S., Dickinson; R. E.*, 1975: Climate modelling methodology. In GARP P. S. No. 16., pp. 142 - 147.
- Schneider, H. S.*, 1977: Climate change and the world predicament. Climate Change, pp. 21 - 43.
- Simpson, G. C.*, 1927: Past climates. Quart. Journal of Royal Met. Soc., 223., pp. 213 - 232.
- Smagorinsky, J.*, 1969: Problems and promises of deterministic extended range forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc. pp. 286 - 311.
- Williams, J., Häfele, W. Sassin, W.*, 1979: Energy and climate. World Climate Conference. WMO - No. 537, pp. 267 - 289.
- WMO, 1978: World Climate Programme. WMO Bulletin, 3., pp. 203 - 205.
- WMO, 1980: Outline plan and basis for the World Climate Programme 1980 - 83. WMO No. 540.
- , 1978: Szempontok a magyar tevékenységhez a klímamodellezés területén (Előkészület a GARP Klímadinamikai Dekádjárá). Kézirat. MTA-MTB GARP-Albizottság.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 85. évf. 3. szám. 1981. május—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 85. No. 3. May—June 1981. Budapest

A nitrogén légköri körforgalma; az antropogén hatások környezeti következményei

MÉSZÁROS ERNŐ, Központi Léggörfizikai Intézet, H—1675 Budapest Pf. 39.

A nitrogén légköri körforgalma; az antropogén hatások környezeti következményei. A tanulmányban röviden összefoglaljuk a molekuláris nitrogén és a nitrogénvegyületek légköri ciklusára vonatkozó legújabb ismereteket. Vázoljuk az emberi tevékenység körforgalomra gyakorolt hatását és ezek környezeti következményeit.

*

The atmospheric cycle of nitrogen. The environmental hazard of anthropogenic effects. The atmospheric budget of molecular nitrogen and nitrogen compounds is briefly presented on the basis of recent literature. The environmental hazard of anthropogenic effects is discussed.

*

Bevezetés. A növények fejlődéséhez, a napsugárzás energiáján kívül számos elem, illetve vegyület szükséges. Ezek az anyagok (pl. szén, nitrogén, víz) a természetben meghatározott körforgalomban vesznek részt, amelyet biogeokémiai ciklusnak nevezünk, mivel az anyagáramlás részben a bioszférában, részben más földi szférákban (litoszféra, hidroszféra, atmoszféra) megy végbe. Egy-egy elem esetén a természeti ciklus meglehetősen bonyolult és összetett. Ha az ember a körforgalomba, akarva (pl. műtrágyázás, öntözés) vagy akaratlanul (pl. környezeti szennyeződés) beavatkozik, akkor nem kívánt hatások jelentkezhetnek sokszor a ciklus egész más fázisában.

Az élő szervezetek számára a nitrogén az egyik legfontosabb elem, mivel a nitrogén a sejtek és fehérjemolekulák elengedhetetlen alapanyaga. A molekuláris nitrogén ugyanakkor a földi légkör legnagyobb koncentrációban előforduló összetevője. A bioszféra nitrogén utánpótlása ebből a légköri rezervoárból történik. A molekuláris nitrogén ugyanis a talajban nitrifikáció folyamán oxidálódik („megkötődik”) és a bioszféra számára hasznosíthatóvá válik. Az ún. kötött nitrogént (nitrát, nitrit) azonban csak részben használják fel a növények, mivel a különböző mikrobiológiai folyamatok a nitrátot és nitritet redukálják (denitrifikáció) és a keletkező gáznemű termékek eltávoznak a légkörbe.

Denitrifikációval a környezeti feltetelektől függően molekuláris nitrogén és dinitrogén-oxid (N_2O) képződik. Olyan esetekben, amikor a talaj O_2 koncentrációja és pH-ja alacsony, kisebb mennyiségű nitrogén-monoxid (NO) is felszabadul. Ez utóbbi anyag az oxidatív levegőben általában nitrogén-dioxiddá (NO_2), majd nitrát részecskékké alakul át. A viszonylag inert dinitrogén-oxid a troposzférából lassú diffúzióval a sztratoszférába kerül és elbomlik (lásd később), míg a többi nitrogén-oxid száraz és nedves üledéssel visszajut a talajra. A nitrif-

fikáció mellett ez a bioszféra másik fontos nitrogén-forrása (részletesebben lásd *Alexander*, 1977; *Bolin* és *Arrhenius*, 1977).

A bioszférából azonban nemcsak nitrogén-oxidok kerülnek a levegőbe. A szárazföldi és vízi ökoszisztémákban levő szerves anyagok ugyanis illékony ammóniává bomlanak le. Ezen kívül az állatok vizeletéből is nem elhanyagolható mennyiségű NH_3 szabadul fel. Az ammónia és a belőle keletkezett ammónium részecskék száraz és nedves ülepedéssel kerülnek ki a légkörből.

A nitrogén és vegyületeinek jelenlegi légköri ciklusa évmilliók folyamán alakult ki. Ezt a természetes, egyensúlyban levő folyamatot zavarta meg és zavarja az emberi tevékenység. Nagyobb terméseredmények elérése céljából ugyanis műtrágyázzuk a mezőgazdasági területeket és erdőket (azaz befolyásoljuk a nitrifikációt és denitrifikációt), égetéssel nitrogén-oxidokat juttatunk a levegőbe, valamint intenzív állattenyésztésű helyeken módosítjuk az NH_3 források erősségét.

Jelen tanulmány célja az, hogy a nitrogén és vegyületei esetén az antropogén hatásokat a legújabb irodalom alapján összefoglalja és vázolja e hatások következményeit. Mint látni fogjuk, a mezőgazdasági és élelmiszeripar szempontjából oly fontos műtrágyázás komoly globális környezeti problémákat is felvet.

1. Molekuláris nitrogén

A levegő tömegét és a molekuláris nitrogén előfordulási arányát figyelembe véve egyszerűen kiszámítható, hogy légkörünkben összesen $3,9 \cdot 10^{15}$ tonna nitrogén van. *Lovelock* és *Margulis* (1974) szerint a biológiai nitrogén megkötés sebessége 10^9 t/év, míg *Söderlund* és *Svensson* (1977) szerint értéke $0,3 \cdot 10^9$ t/év-vel egyenlő ($= 300$ Tg év⁻¹; 1 Tg = 10^{12} g). A teljes légköri

mennyiség és a forrás intenzitásának összevetéséből adódik, hogy az N_2 molekulák átlagos légköri tartózkodási ideje 1–10 millió év nagyságú. A molekulák kicserélődése tehát a légkör és a bioszféra között meglehetősen lassan megy végbe.

Söderlund és *Svensson* (1976) 1970-es adatokra támaszkodva az antropogén nitrogén megkötést $0,055 \cdot 10^9$ t/év-re (55 Tg év⁻¹) becsülte. Ez az elsősorban műtrágya gyártásból, kisebb mértékben a fosszilis tüzelőanyagok eltüzeléséből származó mennyiség az idézett szerzők véleménye szerint évente kb. 4%-kal emelkedik. Az abiológiai nitrifikáció sebessége így jelenleg elérheti a természetes folyamat sebességének 25%-át is. Ez a hányad a jövőben fokozatosan növekedni fog, ma még ismeretlen következményeinek ezért a jövőben nagy figyelmet kell szentelnünk.

2. Dinitrogén-oxid

A denitrifikáció folyamán a talajban levő nitrátból először nitrit keletkezik. Ezután indul meg az N_2O , majd N_2 felszabadulás. A redukció előrehaladásával egyre inkább az N_2 kibocsátás kerül túlsúlyba, így az N_2O emissziója adott idő elteltével csökkenni kezd (*Alexander*, 1977).

Elsőnek *Hahn* (1974) mutatta ki, hogy a tengervíz a légköri koncentrációhoz ($\sim 0,3$ ppm) viszonyítva dinitrogén-oxiddal túltelített. Ez azt jelenti, hogy az óceánok felülete is N_2O forrás. *Pierotti* és *Rasmussen* (1980) nemrég megjelent tanulmányában, légköri és óceáni mérések alapján, az óceáni forrás erősségét 36 Tg N/év-re becsülte.

Schütz et al. (1970) szerint a teljes (szárazföldi + tengeri) forrás erőssége 50 Tg N/év, míg *Söderlund* és *Svensson* (1976) szerint értéke 14 és 65 Tg N/év között van. A továbbiakban e két utóbbi szerző által megadott in-

koncentrációja, valamint a publikált ülepedési sebességek (lásd pl. *Böttger et al.*, 1978) felhasználásával meghatározzuk a száraz és nedves ülepedés globális értékét (évente 40 Tg N; lásd *I. ábra*). Ezután irodalmi adatok alapján megállapítjuk az egyéb NO_x ($x=1$ vagy 2) források (antropogén emisszió, a légköri ammónia oxidációja) erősségét és végül ezek ismeretében a biológiai kibocsátást — egyensúlyt feltételezve — „maradék tagként” kapjuk meg.

Robinson és Robbins (1970), illetve *Söderlund és Svensson* (1976) szerint a globális antropogén NO_x kibocsátás 18 Tg N/év-re tehető. Ez a mennyiség részben a gépkocsik kipufogó gázai-val, részben a szén-, olaj- és gáztüzelés füstjével kerül a levegőbe. A két utóbbi szerző az NH_3 -ból OH gyökök hatására keletkező NO_x mennyiségét is megbecsülte. Eredményeik alapján a forrás erősségét 4 Tg/év-nek véve egyszerűen kiszámítható, hogy a természetes (biológiai) emisszió 18 Tg/évvel egyenlő. Elképzelhető azonban, hogy a biológiai emisszió kisebb, mint ez az érték, mivel újabban több kutató feltételezi (pl. *Chameides*, 1979; *Böttger et al.*, 1978), hogy a természetes emisszió kialakításában a villámok is fontos szerepet játszanak.

Az antropogén NO_x kibocsátás egyik következménye¹, hogy növekszik a száraz és nedves nitrogén ülepedés (*Söderlund*, 1977) és csökken a csapadékvíz pH-ja. A nitrát ülepedés növekedése elsősorban vízi ökoszisztémák esetén káros, mivel a többlet-nitrogén felboríthatja a víz természetes anyag-mérlegét. A túlságosan sok nitrogén (és foszfor) az algák gyors növekedését eredményezi, amely a víz oxigén-tartalmának csökkenésével és végső soron a halállomány kipusztulásával jár. Ez az ún. eutrofi-

zációs folyamat hazánkban a Balaton vízében is megfigyelhető. A Balaton eutrofizációjában a levegő szennyeződése is fontos szerepet játszik (*Mészáros et al.*, 1980).

4. Ammónia

Az évente légkörbe kerülő biológiai eredetű NH_3 mennyiségének megbecslése sem könnyű feladat, hiszen az idevágó adatok az irodalomban meglehetősen különbözők. *Söderlund és Svensson* (1976) szerint a biogén forrás erőssége 113 és 244 Tg/év közé esik, míg mások szerint értéke 100 Tg/év alatt van (pl. *Dawson*, 1977: 47 Tg/év⁻¹). Az idézett két tanulmány és egyéb információk alapján az *I. ábrán* vázolt körforgalom számításban (*Mészáros*, 1981) a globális biológiai kibocsátást 70 Tg N/év-vel vettük egyenlőnek. Ezzel az értékkel hozható ugyanis egyensúlyba a sokszor megbízhatóbb adatokból számított teljes (száraz + nedves) NH_3 elnyelés.

Az *I. ábrából* az is látható, hogy a kisebb mennyiségű antropogén ammónia emisszióval is számolhatunk, amely elsősorban a széntüzelésből származik. Értéke azonban nem különbözik a biológiai emissziótól (*Svensson*, 1976).

A légköri ammónia mennyisége nem túlságosan jeles (lásd az ábrát). Ennek ellenére az NH_3 igen lényeges nyomanyag, mivel fontos szerepet játszik a környezet pH-jának szabályozásában. Így a légköri aeroszolban és csapadékvízben kiegyensúlyozza a savkeltő komponensek (pl. SO_2 , NO_2) hatását. *Lovelock* (1979) úgy véli, hogy ammónia nélkül a csapadékvíz pH-ja közel 3 lenne. Tekintve, hogy ez az érték a néhány

¹A sztratoszférában repülő szuperszonikus repülőgépek NO_x kibocsátásának sokat vitatott és nem bizonyított hatásaival ebben a tanulmányban nem foglalkozunk. Az érdeklődőknek *Borbély* (1980) e folyóiratban megjelent összefoglalójára hívjuk fel a figyelmét.

százalékos ecet savasságának felel meg, a légköri ammónia biológiai jelentősége nyilvánvaló.

5. Következtetések

A nitrogén az élet számára az egyik legfontosabb elem. Biogeokémiai ciklusának megzavarása komoly környezeti problémákat is felvet. Ezek közül a leglényegesebb a műtrágyázás miatt a légkörbe kerülő dinitrogén-oxid ózonnal gyakorolt hatása. Olyan mezőgazdasági rendszerekre van szükség, amelyek segítségével ez a hatás csökkenthető (lásd: *Bolin és Arrhenius, 1977*).

A nitrogén-oxidok antropogén emissziója növeli a nitrogén száraz és nedves ülepedését. Ez elsősorban vízi ökoszisztémák esetén veszélyes.

A nitrogén-oxidok növelik, az ammónia csökkenti a légköri ülepedés savasságát. Mivel a két típusú nyomanyag különböző forrásokból származik, az emberi tevékenység felboríthatja a kialakult, a bioszféra számára oly fontos egyensúlyt.

Még megjegyezzük, hogy a bemutatott adatok az egész légkörre vonatkoznak. Azokon a szárazföldi területeken, ahol az emberi tevékenység kevésbé intenzív (pl. Európa) az antropogén ammónia és nitrogén-oxid emissziókat is jóval meghaladja a természetes kibocsátás mértékét (*Bónis et al., 1980*).

IRODALOM

Alexander, M. 1977: *Introduction to soil microbiology*. John Wiley and Sons, New York.
Bolin, B. and Arrhenius, E. (eds.), 1977: An essential life factor and a growing environmental hazard. *Ambio* 6, 96–105.

Bónis, K., Mészáros, E. and Putsay, M., 1980: On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás* 84, 57–68.
Borbély, E., 1980: A teljes ózontartalom időbeli változása és kapcsolata antropogén és természetes tényezőkkel. *Időjárás* 84, 233–238.
Böttger, A., Ehhalt, D. H. and Gravenhorst, G., 1978: Atmosphärische Kreislauf von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungsanlage, Jülich*. — Nr. 1558.
Chameides, W. L., 1979: Effect of variable energy input on nitrogen fixation in instantaneous linear discharges. *Nature* 277, 123–125.
Crutzen, P. J., 1970: The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96, 320–325.
Dawson, G. A., 1977: Atmospheric ammonia from undisturbed land. *J. Geophys. Res.*, 82, 3125–3133.
Ehhalt, D. H., Gravenhorst, G. and Pollock, W., 1977: Vertical distribution of N₂O in the troposphere and stratosphere. *Proc. Joint Symposium on Atm. Ozone, vol III*, 9–49.
Hahn, J., 1974: The North Atlantic as a source of atmospheric N₂O. *Tellus* 26, 160–168.
Johnston, H. S. and Podolske, J., 1978: Interpretations of stratospheric photochemistry. *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 491–519.
Lovelock, J. E., 1979: *Gaia. A new look at life on Earth*. Oxford University Press, Oxford.
Lovelock, J. E. and Margulis, L., 1974: Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: The Gaia hypothesis. *Tellus* 26, 2–10.
Mészáros, E. 1981: *Atmospheric chemistry. Fundamental aspects*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
Mészáros, E., Horváth, L., Mészáros, Á. és Várhelyi, G., 1980: A légszennyeződések hatása a Balaton vízminőségére. *Veszprémi Akadémiai Bizottság Monográfiái* 6, 87–101.
Pierotti, D. and Rasmussen, R. A., 1980: Nitrous oxide measurements in the eastern tropical Pacific Ocean. *Tellus* 32, 56–72.
Robinson, E. and Robbins, R. C., 1970: Gaseous nitrogen compound pollutants from urban and natural sources. *J. Air Poll. Control Ass.*, 20, 303–306.
Schütz, K., Junge, C., Beck, R. and Albrecht, B., 1970: Studies of atmospheric N₂O. *J. Geophys. Res.* 75, 2230–2246.
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. *Ecological Bulletin* 22, 23–73.

LONGHETTO, A. (editor): *Atmospheric Planetary Boundary Layer Physics (A légköri határreteg fizikája)*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York, 1980. 424 old.

Az „Ettore Majorana” Tudományos Kulturális Központ által szervezett és Erice-ben (Olaszország) 1978. február 13. és 27. között megtartott Nemzetközi Légkörfizikai Iskola negyedik tanfolyamán elhangzott előadásokat tartalmazza ez a kiadvány. A rendezvény célja az volt, hogy áttekintést nyújtson a légköri határretegbe vonatkozó jelenlegi, legkorszerűbb eredményekről. Ezeknek a tanulmányoknak a témája széles körű, nemcsak a határreteg alapvető fizikai folyamataira terjed ki, hanem a légszennyező anyagok diffúzióját és transzportját leíró matematikai modellezés lehetőségeire, alkalmazhatóságukra és korlátaira, valamint mérési technikára is.

A fentieknek megfelelően négy fő részre osztható a tanulmány. Az első és egyben legnagyobb kiterjedésű rész (5 előadás, 170 oldal) a légköri határreteg elméletének és modellezésének kérdéseit tárgyalja. A határreteg-modellek megalkotásakor alapvető feladat a turbulencia parametrizálása. Elsőként a hidrodinamikai egyenletek megoldásánál felmerülő lezárási problémáról olvashatunk. A tanulmány röviden, de lényegre törően ismerteti a lehetőségeket: a molekuláris és a turbulens diffúzió analógiáján alapuló keveredési úthossz és kicserélődési együttható bevezetését, a magasabb szintű (turbulens fluktuációk korrelációinak ismeretét feltételező) záró modelleket és a turbulens energia egyenlettel való lezárási módszerét. A fenti módszerekre vonatkozó néhány összehasonlítást is közöl, valamint a módszerek kritikáját is megadja. Ismerteti a határreteg modellezésének alapelveit, legfontosabb paramétereit, numerikus megoldási sémákat, kezdeti- és határfeltételeket. Végezetül minta-modelleket és eredményeiket mutatja be. A tömören, de nagyon világosan foglalja össze a határreteg modellezésénél fellelő szintű problémát, amellyel általában numerikus modellek készítésénél találkozunk.

Csak az utóbbi tíz évben ismerték fel, hogy a gravitációs hullámok milyen szerepet játszanak a légkör dinamikájában. A gravitációs hullámok nemcsak közvetlenül befolyásolják a határreteg fizikai folyamatait, de lényeges összeköttetést is biztosítanak a határreteg és a légkör között. A gravitációs hullámok kvalitatív ismertetésével foglalkozik a második előadás. Gravitációs hullámok keletkezése szélnyírás által, hatásuk a dinamikai és diffúziós folyamatok bevezető szinten.

Külön tanulmány foglalkozik a lokális áramlásokkal. Itt ismét a határreteg problémáival ismerkedhetünk, különös tekintettel az energetikai viszonyok vizsgálatára, a numerikus modellezés stabilitási problémáira, az alkalmazandó numerikus séma feltételek megválasztására. Szemléletes példák mutatják be az elméleti megfontolásokat.

Két rövid tanulmány tartozik még az első részhez. „Fluid-modellezés technika a szennyeződés meteorológiában” cím alatt nagyon vázlatos betekintést nyerünk a szennyeződések típusaiba. Az „Intenzív viharok szerkezete és dinamikája” c. fejezetben rövid jellemzést találunk a felhő-dinamika és mikrofizika folyamatairól.

A második rész „A légköri határreteg turbulens diffúziója” címet viseli. Ennek a turbulens diffúzió matematikai modellezésének elveiről olvashatunk (kb. 100 oldal). A megmaradási egyenletből kiindulva levezetésre kerül a szennyezőanyag koncentrációjának változását leíró diffúziós egyenlet az Euler-féle vonatkoztatási rendszerben, majd az Euler-féle rendszerre vonatkozó alakot ismertetik. A különböző feltételek esetén a Gauss-féle, Gauss-féle közelítésen alapuló modellek is bemutatásra kerülnek. Külön foglalkozik a Gauss-modellek érvényességi körével, érzékenységi vizsgálattal, a diffúziós egyenlet megoldásának megválasztásával útmutatásokat adva a modellek felhasználhatóságáról.

A szennyezőanyagok kémiai reakciói fontos figyelembe veendő tényezők a diffúziós modellekben. Ezekkel a kérdésekkel két tanulmány is foglalkozik érintve az aeroszolok száraz és nedves kihullását, valamint a kimosódási és átalakulási folyamatokat.

A harmadik rész két témát foglal magában. Részben hűtőtornyok meteorológiájáról szól, erről azonban csak kvalitatív leírást kapunk. Másrészt az ipari létesítmények

ben kialakuló füstfáklyák vizsgálati módszereiről nyerünk tájékoztatást, megismerkedhetünk a füstfáklya emelkedési magasságának meghatározására szolgáló tapasztalati munkaformákkal is.

A befejező negyedik részben a határrétegben végrehajtott néhány megfigyelési módszer (infravörös radiometria, maszk-korrelációs spektrometria), meteorológiai analízis és az eredmények kerülnek bemutatásra.

Összefoglalóan megállapítható, hogy a kiadvány a légszennyeződés meteorológiai vonatkozásairól átfogó, minden lényeges információt összegyűjtött. Ennek a ténynek természetes következménye az, hogy a nyújtott ismeretanyag nem mély, hanem inkább bevezető jellegű. Mivel az egyes tanulmányok különböző szerzőktől származnak, a kiadványtól nem is lehet egységes jelleget elvárni, bár az ismétlések és átfedések elkerülhetők lettek volna. Nagyon fontosnak tartjuk, hogy a légszennyeződés problémakörét a határréteg fizikai folyamataival együttesen tárgyalja és ezáltal megvilágítja a légszennyeződés matematikai modelljeinek fizikai alapját. Ugyanakkor összefoglalja a gyakorlati problémák megoldásánál használatos formulákat is. Így a kiadvány elsősorban a légszennyező anyagok modellezésével foglalkozó meteorológusok számára tartalmaz hasznos ismereteket, de ajánlható (az első rész) mindazoknak, akik a numerikus modellezés iránt érdeklődnek.

F. Iványi Zsuzsanna

VERSINO, B., OTT, H. (szerk.): *Physico-chemical behaviour of atmospheric pollutants (szennyező anyagok fizikai-kémiai tulajdonságai)*. Commission of the European Communities, Luxembourg, 1980. 521 oldal.

A különböző nemzetközi szervezetek egyre nagyobb erőfeszítéseket tesznek, hogy koordinálják a hatáskörükbe tartozó országok környezetvédelmi kutatásait. Közéjük tartozik a nyugat-európai országokat tömörítő Európai Közösség is. Az általa egyeztetett téma a „Légszennyező anyagok fizikai-kémiai tulajdonságai” címet viseli („COST Project 61a”). A témában dolgozó különböző nemzetiségű kutatók első konferenciájára 1979 októberében az olaszországi Ispra-n került sor, ahol a Közösség *Joint Research Centre* elnevezésű intézményének egyik fiilialeja (*Ispra Establishment*) működik. Jelen könyv a konferencián elhangzott előadások sokszorosított övegét tartalmazza.

A 45 előadásból álló anyagot az ülésszak szekcióinak megfelelően, a szerkesztők öt fejezetbe osztották (zárójelben a szerzők neve): Légszennyező anyagok kimutatása és analízise (A. Li, Franciaország); Kémiai és fotokémiai reakciók (A. E. J. Eggleton, Anglia); Aeroszolk (G. B. W. S. J. van den Hul, Franciaország); A szennyezőanyagok ciklusa (S. Beilke, Német Szövetségi Köztársaság); Diszperzió és transzport (A. J. Elshout, Hollandia).

Az első fejezetben található előadások többsége a légkörben levő organikus anyagok kimutatásával foglalkozik. Ma már olyan korszerű eljárások (pl. gázkromatográfia) állnak a kutatók rendelkezésére, amelyek segítségével számos szerves vegyület koncentrációja háttér viszonyok között is meghatározható. Mint a következő fejezetből kiderül, ez igen fontos is, mivel ezek az anyagok a légkörben lejátszó reakcióláncban lényeges szerepet játszanak.

Az aeroszol részecskék kutatásának is a technikai eljárások (diffúziós csatornák, turbidiméterek, székonyág mérő berendezések) közelmúltban végbement fejlődése adott lendületet. A részecskék mérete vált a gázreakcióval, ill. kondenzációval keletkező ún. „finom” (1 μm -nél kisebb) részecskék nagyság szerinti eloszlásának és dinamikájának „real-time” vizsgálata. A részecskék kémiai összetételének tanulmányozását modern morfológiai (elektronmikroszkopikus) eljárások segítségével végezhetjük el.

A negyedik fejezetében levő tanulmányok, elsősorban nyugat-európai kutatók vizsgálataiban, jelzik a nyomanyagok ciklusával kapcsolatos legfontosabb kutatási területeket. Röviden tájékozódhat a szénhidrogének, a különböző fémek, valamint az ammónia légköri körforgalmáról. Az utolsó, a *Diszperzió és transzport* c. fejezet a kötet legfontosabb (és legrövidebb) része. Találhatunk benne cikket a különböző szennyezőanyagok transzportjának méréséről, valamint nagyleptékű terjedéséről is. Szemben az első fejezetekkel ez közel sem alkalmas arra, hogy az olvasó a probléma állásáról áttekintést

stilszerű borítóval ellátott könyv magán viseli a gépelt lapokról sokszorosított heterogén kiállítását. Ráadásul a tanulmányok nyelve sem egységes. Az angol mellett elég sok francia, sőt két német nyelvű tanulmányt is tartalmaz. A formai szempontok semmit sem vonnak le az összeállítás tudományos értékéből. Forgatását mindenki ajánlhatjuk, hiszen számos területen nyújt igen jó összefoglalót abban folyó kutatásokról.

Mészáros Ernő

IZRAEL, JU. A.: *Ökológiai kontrol szosztojannyija prirodnojszredüi (Ökológia és a környezet minőségének ellenőrzése)*. Gidrometeoizdat, Leningrád, 1979. 375 old., számos ábra, táblázat és irodalmi hivatkozás.

Az utóbbi időben a környezetvédelmet mind a szakemberek, mind a társadalom széles rétegei fokozódó érdeklődéssel kísérik, mivel mai ipari társadalmunk körülményei között nagymértékben nő a természetes környezetünk terhelése. Az antropogén hatások a táj areulátában és a természeti rendszerek működésében néhány évtized leforgása alatt olyan mérvű változásokat hozhatnak létre, amelyekhez a természetes evolúció során évmilliókra lett volna szükség. Nyilvánvaló, hogy a társadalom nem fejlődhet a természet megváltoztatása nélkül. Az emberiség szaporodása és életszínvonalának emelkedése azonban, sajnos, negatív következményekkel is jár: szennyeződik a levegő és a talaj, módosul az édesvizek és az óceánok összetétele, pusztulnak az erdők, kihalnak egyes állat- és növényfajok. Az emberiség érdekében ezért a jövőben feltétlenül át kell térnünk a természet ésszerű alakítására és a természeti erőforrások gazdaságos hasznosítására, mivel a meggondolatlan és szabályozatlan tevékenység az ökológiai egyensúly globális léptékű felborulásához vezethet.

A XX. század második felében kezdődött környezetszennyezés elleni küzdelem fölvetette az emberi társadalom és a természeti környezet közötti optimális kölcsönhatás megértésének szükségességét. Világossá vált, hogy a természeti erőforrások ellenőrzés nélküli felhasználása és a hulladékok egyre növekvő mennyiségének a környezetbe juttatása elkerülhetetlenül ökológiai fejlődésnek adott eredményez. Így, egybekel mellett, fölmerült a kedvezőtlen éghajlati változások veszélye, a bioprodukciónak módosulása és az ózommennyiség irreverzibilis csökkenése, valamint nyilvánvalóvá vált az óceánok elszennyeződése. A probléma fontossága miatt a környezetre gyakorolt antropogén hatások tanulmányozása számos tudományág fontos területévé vált.

Ezekkel a kérdésekkel foglalkozik, jelentős mértékben saját kutatási eredményeire támaszkodva, könyvében Ju. A. Izrael is, aki jelen munkájában is arra törekszik, hogy az elvi megállapítások a gyakorlatban alkalmazhatók legyenek és a társadalom szociális és gazdasági fejlődésének adott szakaszán megvalósítható javaslatokat tesz. Ezáltal számottevő eredmények érhetők el az antropogén tevékenység következményeinek szabályozása terén, különös tekintettel a környezetszennyezésre. Az olvasó a műből megismerkedhet a környezet állapotát ellenőrző rendszerek szervezésének tudományos alapjaival, valamint azokkal az eljárásokkal, amelyek segítségével az antropogén hatások a természetes háttér ingadozásaitól különválaszthatók. Ily módon a szerző rámutat a társadalom és természet közötti kölcsönhatás optimalizálásának alapvető útjaira.

Könyvében Izrael akadémikus a természeti környezet állapotellenőrzésének két alapvető célját fejt ki: a) a környezet minőségének megfigyelése, előrejelzése és értékelése a szennyeződés szintjének ellenőrzése, illetve a szennyeződés bioszférában kiváltott hatásainak megállapítása céljából; b) a környezetminőség szabályozásának megalapozása a környezetről érő megengedhető terhelés ökológiai normalizálása alapján.

Különösen értékesek a könyv azon részei, melyek a természeti környezet sokoldalú elemzésének elveivel foglalkoznak. Segítségükkel számításba vehetjük a bioszféra különböző elemeinek kölcsönhatásait. Ez a közelítés alapul szolgálhat az ökoszisztémákat érő antropogén terhelés megengedhető szintjének megbecsléséhez. Az ökológiai rendszerek terhelhetőségének meghatározása mellett a szerző részletesen ismerteti a különféle káros vegyületek ökoszisztémákba kerülési sebességének, illetve kémiai és biológiai hatásának kiszámítására szolgáló módszereket. Igen érdekesek az ökológiai normák számítására javasolt sémái, amelyek többirányú antropogén hatások esetén is alkalmazhatók.

A környezetminőség szabályozásának munkájában egyik legalapvetőbb feladat a bioszféra antropogén változásainak ellenőrzésére szolgáló monitoring-rendszer megteremtése. Meghatározza a szerző a monitoring fogalmát és feladatait, illetve osztályozza a monitoring lehetséges fajtáit. A természeti környezet állapotának rendszeres megfigyelése, értékelése és előrejelzése együttesen alkotják a monitoring fő elemeit. Különösen érdekes a kockázat társadalmi értékelési módjának kidolgozása. Ezzel kapcsolatban a könyv nagy figyelmet szentel a kontinentális és óceáni területek műholdak felhasználásával történő háttérmonitoringjának és a klímaindulgatók megfigyelésének. Külön hangsúlyozza a környezetminőség nemzetközi összefogással megteremthető globális ellenőrzésének fontosságát. Álláspontja szerint a környezetminőség ellenőrzésére oly módon kell szabályoznunk, hogy egyúttal biztosítható legyen az ember minden életvitelénél létevékenysége. Ezáltal a mű a környezetállapot megóvásának szociális jelentőségét is érzékelteti.

A könyv nagy érdeklődésre tarthat számot a környezetvédelem problémáiról a szakemberek körében. Elolvasását azért is különösen ajánlhatjuk, mivel kiemelt szinten, de közérthető stílusban íródott. Értékét számos áttekinthető illusztráció és irodalomjegyzék fokozza.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

NOTES TO THE AUTHORS

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmazott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolóik, illetve adott szakterület időszerű kérdéseit összefoglaló kritikai szemleikkel 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 lektoráltatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielégítenie:

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkoznak, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket rendelünk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The Text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or if the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó et al.* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters *a, b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 59, 65–70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



81.0455 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329