

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

89. ÉVF. ★ 2. SZÁM ★ 1985. MÁRCIUS—ÁPRILIS

TARTALOM

Kondratyev, K. Ya. — Prokofjev, M. A. — Pozdnyakov, D. V.: Az aeroszol tulajdonságai és éghajlati jelentősége (angol nyelven)	57
Mészáros Ernő: Optikailag aktív nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlati hatásai (angol nyelven)	70
Gavrilov, M.: A kvázi-geosztrofikus hullám-típusok frekvenciája a rácspontokban és a geosztrofikus szél meghatározása (angol nyelven)	77
Erdős László: A búza termésszerkezetének változásai Magyarországon 1876 és 1977 között	86
Csomor Mihály—Zárbok Zsolt—Krómer István: Elektromos távvezetékek zúzmaraterhelésének becslése napi zúzmaramérések adataiból	90
Nguyen Huong Dien: Anizotróp modell a függőleges felületekre jutó napsugárzás óráértékeinek számítására	96
Béll Béla: A tudományos minősítési rendszer reformja meteorológus szemmel	107
Irodalom	114
Krónika	118

CONTENTS

Kondratyev, K. Ya. — Prokofjev, M. A. — Pozdnyakov, D. V.: Aerosol properties and their significance for climate studies (in English)	57
Mészáros, E.: On the climatic effects of radiatively active trace gases and aerosol particles (in English)	70
Gavrilov, M.: Frequency of quasi-geostrophic modes over grid points and definition of geostrophic wind (in English)	77
Erdős, L.: Variations in yield of winter wheat in Hungary during the period 1876—1977	86
Csomor, M.—Zárbok, Zs.—Krómer, I.: The estimation of expectable rime-load of transmission lines using data sets of daily rime-measurements	90
Nguyen Huong Dien: An anisotropic model for calculating hourly sums of solar radiation on vertical surfaces	96
Béll, B.: The reform of the scientific qualification system as seen by the meteorologist	107
Literature	114
Chronicle	118

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 89. ★ NO. 2. ★ MARCH—APRIL 1985. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:

MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:

SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
Budapest, 1024 Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.
Egyes szám ára 50 Ft

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám, 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—April 1985. Budapest

Aerosol properties and their significance for climate studies*

KONDRATYEV, K. YA., PROKOFJEV, M. A., and POZDNYAKOV, D. V.
Institute for Lake Studies of the Academy of Sciences, 196199 Leningrad, USSR Sevastyanov street 9.

Az aeroszol tulajdonságai és éghajlati jelentősége. A tanulmány összefoglalja a légköri aeroszol tulajdonságait és az éghajlat modellezéséhez szükséges aeroszol-típusok letehetőségeit. Tárgyalja az aeroszol részecskék éghajlatra gyakorolt hatásának tanulmányozásakor felmerült vitás kérdéseket. Áttekinti a globális aeroszol forrásait, nyelődit és dinamikáját. Végül néhány légköri aeroszol modellt mutat be.

✱

Aerosol properties and their significance for climate studies. A review has been made of typical aerosol properties and possibilities of typifying atmospheric aerosols in connection with the necessity of information on aerosol properties for climate modeling. Principal problems of studying aerosol climatic impact have been considered. A general picture of sources, sinks, and dynamics of global aerosols has been given. Preliminary atmospheric aerosol models have been described.

✱

Introduction. An analysis of the present state of climate theory and of studies aimed at the assessment of the role of aerosol as a climate-forming factor, reveals the necessity for consideration of the aerosol properties and their relevance to climate. Due to rapid development of experimental and theoretical studies the ideas concerning aerosol have radically changed. Now it becomes more and more clear that aerosols should be simulated as a non-stationary statistical set of properties, resulting from independent variations in the properties of different fractions of aerosol, each of its own origin and with its own role in the formation of the optical state of the atmosphere.

The role of aerosols as an element of a climatic system is twofold: (i) aerosol directly affects the radiation transfer in the atmosphere, and (ii) aerosols in a broad size spectrum (from condensation and ice nuclei to gigantic particles) lead to changes in the particle size distribution and radiative properties of cloudiness as well as cloud amount. Radiative effects of aerosols depend mainly on their concentration, size distribution, single scattering albedo in the visible and IR spectral regions as well as on the surface albedo, sun elevation and cloudiness characteristics (*Kondratyev and Smokty, 1973*). Residing in cloud droplets and in the ambient air, aerosols directly change the cloud radiative properties.

Parameterization of aerosol properties is a first and very important stage in considering the aerosol climatic impact. This problem has recently been of great concern (*Ivlev and Popova, 1973; Rozenberg et al., 1980; Hoffman et*

* Presented at the International Conference on Atmospheric Aerosols, Condensation and Ice Nuclei. Budapest, 3—7 September 1984.

al., 1975, 1976; Joseph et al., 1980; McClatchey et al., 1972; Shettle and Fenn, 1975, 1976, 1979).

Models of aerosol properties based on statistically reliable data of field measurements have to be used to parameterize such characteristics as the complex refractive index ($m = n - ki$), particle shape and size distribution, vertical profile of aerosol concentration as well as the variability of these parameters in time and due to humidity.

Due to growing content of the anthropogenic aerosol in the atmosphere its consideration in respective aerosol models as a climate forming factor becomes principally important. A comparative analysis of specific features of the physico-chemical properties of natural and anthropogenic aerosols, which, together, define the notion of "atmospheric aerosol", is one of the steps in this direction.

The composition and concentration of atmospheric aerosol for each space/time localization can be represented as a superposition of some background and "disturbing" aerosols. Regions of the action of both natural and anthropogenic mechanisms for aerosol generation can serve as sources of disturbances. For our planet, whose almost all the surface (70%) is covered with oceans and seas, the aerosol, genetically determined by water surface: salt particles and organic matter (first of all, bacterial) as well as formed *in-situ* (due to emission of gases and vapours over the oceans and seas), should be, apparently, a true global background aerosol in the lower troposphere.

In the upper troposphere, as a result of the "cloud" filter effect, the true background aerosol should be practically completely void of the salt-component, and the concentrations of two other components should be considerably lowered. In the stratosphere, the true background aerosol is mainly an aerosol formed in-situ (sulphuric acid aerosol). However, the existence of the continents and of the meridional and zonal transport of air masses and their intensive vertical mixing necessitates the incorporation of the continent-generated particles to real global background aerosols. Such an "enrichment" of the background aerosol at all the levels in the lower and, especially, in the upper troposphere, as well as in the stratosphere rather complicates the general pattern and the notion itself of the global background aerosol.

The development of techniques for the parameterization of aerosol climatic effects requires much more complete information on the concentration field, microphysical and optical properties of the global aerosol (Kondratyev, 1978; Kondratyev et al., 1980; Kondratyev, 1980, 1981; Khmelevtsov et al., 1981). Usually, the authors of the simplest models of the global (stratospheric, as a rule) aerosol confine themselves to determination of the optical characteristics calculated using Mie theory, on the assumption of spherical and homogeneous particles. Few of them have attempted to take into account the effect of non-spherical and inhomogeneous particles (Pollack and Cuzzi, 1980; Welch et al., 1981). A quantitative estimation of the significance of such an effect in the models of global aerosols when calculating their climatic impact is a matter of future. However, sufficient evidence has recently been accumulated, first, to substantiate a set of rather representative stationary models to be used in the initial, tentative experiments on climate sensitivity to aerosols and, second, to establish an order of priority for climate models. Further efforts should be made to accumulate data from complex experiments to advance the ideas concerning the real atmospheric aerosol.

1. Aerosols and climate

So far results from studies on the impact of both natural and industrial aerosols on climate (Kondratyev, 1981; Bolle 1977; Report, 1980) are quite contradictory due to mainly schematic nature of climate models and inadequate initial information about aerosols. An exhaustive overview of relevant studies has been made in some recent publications (Kondratyev and Pozdnyakov, 1981; Khmelevtsov et al., 1981).

Available data on aerosol climatic effects refer, as a rule, either to tropospheric or to stratospheric aerosols. Radiative properties of aerosols are specified by the following set of parameters: single scattering albedo, ω_0 , phase function asymmetry $\langle \cos \Theta \rangle$, average size of particles, r , optical thickness in the visible, τ_a , and surface albedo, A_s , as well as the albedo of the atmosphere, A_a (Charlock and Sellers, 1980; Bolle, 1977). In the case of stratospheric aerosol the list of these parameters may be much shorter (Hansen and Pollack, 1970), in view of the global character of distribution of the aerosols in question.

Potential climatic effects of tropospheric aerosol quite differ from those provided by the stratospheric one. First, the tropospheric aerosol is concentrated near the surface in the planetary boundary layer and emit in the IR at temperatures slightly lower than those of the surface. Therefore, its interaction with the IR radiation is significantly less important than in the case with stratospheric aerosol, though this assertion requires further confirmation. Second, due to short life-time (about a week) of the tropospheric aerosol, its concentration field varies widely in space, and its composition sharply changes. Thus, regional effects of the tropospheric aerosol can be much more substantial. Several studies of variations in the Earth's surface mean temperature due to tropospheric aerosol (Kondratyev, 1980; Harshvardhan and Cess, 1978; Toon and Pollack, 1976) revealed its substantial dependence (right up to the sign of the effect) on widely variable values of ω_0 , A_s and τ_a .

The tropospheric aerosol can also affect the Earth's radiation budget through its impact on the properties of clouds. An increase of the concentration of condensation nuclei (CN) is expected to lead to an increased amount of cloud droplets and, consequently, to an increased optical depth and reflectivity of clouds. However, with growing number of droplets, their average size diminishes. Since the visible absorption by cloud droplets is, apparently, governed by CN absorbing characteristics, the absorption cross-section per particle remains, seemingly, invariable, while the scattering cross-section and single scattering albedo decrease. Studies of the above relationships (Ackerman and Baker, 1977; Twomey, 1977) have not yet led to unambiguous conclusions with respect to the overall effect.

In majority of cases in modeling aerosol climatic effects its properties are considered on the global scale. Generally, this approach is inadequate, since aerosols are generated in specific regions and then transported and transformed in the atmosphere due to hydrodynamic and physico-chemical processes. Naturally one may expect the atmospheric circulation to affect not only the chemical composition and density of aerosol in the atmosphere but also its vertical structure, which is often clearly stratiform (this feature — heterogeneity — is a main difference between aerosols and optically active gases). Thus, it is clear that to model the aerosol impact on climate, a greater number of its statistical characteristics is needed than only global average mixing ratio and its annual variation.

Generally, aerosol models must incorporate theories of aerosol generation on the surface, of its vertical and horizontal transport, of the processes of its generation and transformation in the atmosphere, including gas-to-particle heterogeneous conversions, coagulation, sedimentation, and mixing. Also, the geographical coordinates and temporal characteristics of aerosol sources and sinks must be specified. With all the above-said available, the aerosol effects can be considered in the interactive models of the atmospheric general circulation and of climate in the form of respective kinetic equations. The heat flux divergence due to aerosols can also be taken into account in the radiative term of the thermodynamic equation. Coupled nature of dynamics, cloudiness, radiation and aerosols is of great importance. Since aerosols are often formed through gas-to-particle conversion, the problem of biogeochemical cycles (especially sulphur cycle) is directly relevant.

Of course, an extent of detail in climate models must be reasonable, since, first, the capacities of the present computers restrict the possibility of obtaining precise quantitative solutions in case of complete models, and, second, a „climatic” signal has to be selected against other similar signals. These limitations stimulate a search for acceptable simplifications in modeling subtle physicochemical effects (*Ginzburg and Feigelson, 1980; Harshvardhan and Cess, 1978; Joseph et al., 1980; Report, 1980*). Besides, the problem appears of estimating the internal noise of the models and the reliability of the results obtained, depending on the algorithms selected and on the accuracy of input data and boundary conditions (*Report, 1980*).

Summing up, the main problems in studies of the aerosol climatic impact can be formulated as follows:

- (i) development of realistic aerosol models to assess the climate sensitivity;
- (ii) comparison of the existing models of radiation transfer, with account of aerosol effects;
- (iii) incorporation in climate models of the parameters of radiative transfer in an aerosol-loaded atmosphere;
- (iv) specification (from simulation experiments) of the types of global aerosols needed to model climate.

It is important that atmospheric aerosol modeling be closed, ie. all the optical characteristics be obtained simultaneously and in relation with variations in its microphysical as well as spatial and temporal characteristics. At present, most reliable are data on optical thickness, τ_a , of the aerosol (at $\lambda=0.55 \mu\text{m}$) its diurnal and annual variations for various latitudinal belts (*Kondratyev and Orlenko, 1972; Kondratyev and Ter-Markaryants, 1976; Global . . . , 1978; Bolle 1977*).

However, most results from regional studies of aerosol optical characteristics refer to the atmospheric surface layer. Attempts to extrapolate them onto other atmospheric layers have proved abortive due to variations with height of the size distribution and chemical composition of aerosols. Therefore, more rational is modeling the optical characteristics of atmospheric aerosols using *a priori* information about their chemical composition and size distribution, with due regard to evolution and mechanisms of generation, transport and sink.

In calculations of the optical characteristics of irregular particles, the latter are represented, as a rule, by an equivalent ensemble of spherical particles. But as far as the shape of particle is concerned, the problem of non-sphericity

is far from being understood. The problem of the effect of humidity on the optical properties of aerosols has been discussed in a number of publications (Kondratyev and Pozdnyakov, 1981; Peterson and Junge, 1971; Shettle and Fenn, 1979), where techniques have been proposed for calculations of variations in the complex refractive index of particles. Optical constants have been given for different soluble and non-soluble components of the aerosol substance.

A most acceptable approach to modeling the vertical structure of the aerosol optical characteristics is a superposition of the optical characteristics of its different fractions weighted with respect to either concentration or optical density. In connection with a wide variability in space and in time of the aerosol concentration field, models must be constructed with due regard to a regional distribution of multiple sources of aerosols and of mechanisms for their generation.

2. Sources, sinks and dynamics of global aerosols

A number of original and review papers has been dedicated to the sources, sinks and dynamics of global aerosols (Kondratyev 1978; Kondratyev, 1980, 1981; Joseph et al., 1980; Bolle, 1977). Data on global-scale sources of particles, despite their contradictory and approximate character, can be found in numerous publications (Kondratyev and Pozdnyakov, 1981; Kondratyev and Ter-Markaryants, 1976; Dittberner, 1978; Hidy and Brock, 1970; Report, 1980).

Stratospheric aerosol. Theory and measurement data have led to an idea of relatively homogeneous global background aerosols in the stratosphere and upper atmosphere. This idea prevails, starting from earliest to present-day studies. A comparative simplicity of stratospheric aerosol properties explains the fact that its average global modeling has been of much lesser concern than that of tropospheric aerosol. Russel et al. (1981) have compiled a most complete summary of aerosol models for the stratosphere and upper troposphere. They have used published data to determine the types of the atmospheric aerosol, bearing in mind its size distribution and complex refractive index.

Tropospheric aerosol. Tropospheric aerosol particles are much more various as to their properties and origin and are characterized by non-uniform spatial and temporal distributions, as compared to stratospheric aerosol. The range of tropospheric particle size is covered by three modes ($r < 0.1 \mu\text{m}$, $0.1 \leq r \leq 1.0 \mu\text{m}$ and $r > 1.0 \mu\text{m}$), each being generated by specific physico-chemical processes. The tropospheric aerosol incorporates a number of types of the particles of a regional origin and propagation: industrial aerosols containing sulphates, carbon and hydrocarbons; "continental" aerosols mainly consisting of sulphates and mineral dust; "desert" aerosols containing fine-disperse particles of sand, clay and other local minerals, of which most important are iron oxides; marine aerosols containing salt and water components.

Soil-erosion aerosols (SEA) are a most wide-spread type of tropospheric aerosol. Their micro-physical, chemical and optical properties have been described elsewhere (Kondratyev et al., 1980; Kondratyev, 1976; Kondratyev and Ter-Markaryants, 1976; Global, 1978; Grams et al., 1974).

Sea surface is a powerful natural source of marine aerosols (MA). They have been of great concern (Delany et al., 1973; Bolle, 1977), though their contribution to atmospheric radiation attenuation is small due to their specific composition and optical properties. From the viewpoint of climatic studies, marine aerosols

are more interesting as a source of condensation nuclei, which affect the processes of cloud formation.

Of great interest are aerosols formed in-situ, mainly sulphurous, but also rich in organic matter (the least studied, so far), including anthropogenic soot (optically very active). But a limited data set on organic aerosols does not give even a general idea about optical properties (*Ketseridis* and *Eichmann*, 1978).

From the viewpoint of modeling aerosol climatic effects, of great interest is a desert aerosol, well studied recently (*Kondratyev*, 1976; *Carlson* and *Benjamin*, 1980; *Kondratyev et al.*, 1981; *Welch et al.*, 1981): on the one hand, deserts are a most powerful source of global tropospheric aerosols (dust storms), and on the other hand, recent studies have demonstrated a strong aerosol absorption in the desert aerosol-loaded atmosphere.

Also, the soot aerosol (SA) claims growing attention. Despite its relatively small content in the atmosphere, its optical activity should be substantial: the scattering coefficient of SA is estimated at $(1-3.5) \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$, and the absorption coefficient, σ_a , at $(3-8) \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$. The asymmetry coefficient, $g = \langle \cos \theta \rangle$, for the phase functions of pure soot particles is estimated to be 0.48, and for the particles containing ammonium sulphate, together with elemental carbon (equally), $g = 0.58$.

3. Complex models of global aerosols

Prior to the last-generation models of global aerosols, an optical model by *Elterman* (1968, 1970) had been widely used, based on searchlight measurements of the aerosol scattering made in the altitude interval 3.7–32 km at $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$.

The next stage of the development of aerosol models was the consideration of aerosol stratification caused by the existence of different mechanisms of generation and sink of aerosols. Such was the model proposed by *Kondratyev et al.* (1977), based on generalized data of aircraft and balloon measurements made with filters and impactors (*Kondratyev* and *Ter-Markaryants*, 1976). Most serious simplification adopted in this model was an assumption of the proportionality and the internal mixing of all the detected compounds in each particle. As later studies have shown, in a number of cases this very assumption contradicts the data on the aerosol properties observed, and, consequently, misrepresents its optical characteristics. Besides, the model did not take into account the organic matter, including carbon in any form.

Now the development of an approach based on separation of aerosols by their types, sources and sinks, as well as by their stratification in the atmosphere, has led to very detailed models. So, for instance, the model by *Shettle* and *Fenn* (1976, 1979) is, in fact, a detailed version of the model by *Elterman*, which considers the stratification of aerosols, a variety of sources, annual variations in the aerosol field in the troposphere, and the contribution of volcanic eruptions to the aerosol loading of the stratosphere. Also, *Toon* and *Pollack* (1976) proposed a detailed, globally averaged model of the size distribution, chemical composition and optical thickness of aerosol (at $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$) in both the stratosphere and troposphere.

Generally, to model the properties of aerosol particles, it is necessary to have *a priori* data or to be able to measure the following two parameters: (i) the complex refractive index of particles; (ii) the size distribution of parti-

cles. This approach has been developed during the last years by *McClatchey* et al. (1972, 1980). On the whole, their model follows that of *Shettle* and *Fenn* (1976), with due regard to additions and recommendations of *Joseph* et al. (1980). The following changes have been introduced: (i) slightly changed percentage of various components in continental, urban, industrial and marine aerosols; (ii) introduction of small amounts of soot in the model of continental aerosol; (iii) consideration of the fraction of small soot-like particles in the urban-industrial aerosol, and, which is most important, (iv) use of external mixing conception, meaning that each component in a given aerosol model is represented by its own substance, with specific size distribution and individual complex refractive index. The model covers the wavelength interval $0.2 - 40 \mu\text{m}$ and contains, also, information about vertical profiles of temperature, pressure, humidity and optically active gaseous components of the atmosphere in the altitude region $0 - 100 \text{ km}$.

Following the same approach of regional modeling, *Kondratyev* et al. (1981) suggested to work out a set of models of aerosol optical characteristics based on consideration of specific conditions for seven different global regions: seas and oceans; continental mid-latitude regions; arid and sub-arid regions; densely-populated industrial regions; tropical coastal regions; polar latitudes; vast forested and marshy areas. In this model it is recommended to select several zones in the vertical structure of aerosol distribution, taking into account the effect of the surface, the character of turbulent mixing, the atmospheric circulation, the type of air masses, and local sources of aerosols, including large cities.

A model of average properties of aerosol proposed by the International Working Group on the problem of aerosol and climate (*Joseph* et al., 1980) is a generalized and advanced version of the models considered above. In this model the average properties of aerosols are somewhat overestimated in view of a low signal/noise ratio, particularly typical of 3-D models of the atmospheric circulation (*Report*, 1980). The model incorporates the optical characteristics of aerosols—the coefficients of attenuation, scattering and absorption; single scattering albedo; the anisotropy factor—all of them as a function of wavelength in the interval $0.2 - 40 \mu\text{m}$, in the altitude region $0 - 70 \text{ km}$. In addition, the size distribution composition, and complex refractive index for aerosol particles are supplied.

Below are enumerated the basic types of aerosols, considered in this model.

In the planetary boundary layer:

- a) urban-industrial aerosol (URB)
- b) continental aerosol of the 1st type (CONT-I)
- c) marine aerosol of the first type (MAR-I)
- d) continental aerosol of the 2nd type (CONT-II)
- e) marine aerosol of the 2nd type (MAR-II)

In the free atmosphere:

- f) free-troposphere aerosol (FTA)

In a well-mixed (convective) troposphere:

- g) convective-troposphere aerosol (CTA)

In the stratosphere:

- h) undisturbed stratospheric aerosol (USA)
- i) volcanic stratospheric aerosol (VSA)

TABLE I

The volume content (%) of various components in the basic types of atmospheric aerosol
(The coefficients of distributions are given in Table II)

Model	Mineral dust	Oceanic haze	Soot	Gas-to-particles or soluble	Volcanic ashes
CONT-I	70	—	1	29	—
URB	20	—	10	70	—
MAR-I	—	95	—	5	—
USA	—	—	—	100	—
VSA	—	—	—	—	100

In the stratosphere above 30 km and in the mesosphere:

j) upper-atmosphere aerosol (UAA).

Major components of the above-enumerated types of aerosols are subdivided into:

- a) coarse mineral dust of mechanic origin;
- b) large sea-salt particles;
- c) submicron soot particles formed in-situ;
- d) gas-to-particle conversion products and other particulates (probably, soluble in water), which do not absorb radiation, ranging in size within $0.01 - 1 \mu\text{m}$;
- e) volcanic ashes.

Mineral dust consists of quartz and several types of silicon clays in varied proportions, whereas ocean haze integrates water and dried spray particles in proportion 70:30 by mass. Soot is supposed to consist of carbon in the form of graphite. The "gas-to-particle" components (including those soluble in water) consist depending on localization and origin, of a 75% H_2SO_4 solution (in the stratosphere), hydrated ammonium sulphate (in continental air masses), and an $\text{H}_2\text{SO}_4 - (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ mixture (in the tropical maritime air). Volcanic stratospheric aerosol may consist of either H_2SO_4 -solutions or suspended ashes,

TABLE II

Size-distribution parameters for aerosol components of different types

a) The troposphere

Aerosol component	Type of distribution	$r_1, \mu\text{m}$	ζ_1
Fine soot	Log-normal	0.012	2.000
Accumulation mode	Log-normal	0.100	2.985
Rough-disperse dust	Log-normal	0.500	2.985
Oceanic	Log-normal	0.300	2.512

b) The stratosphere

Aerosol component	Type of distribution	A*	α	γ	b
USA	Modified, gamma	324	1.0	1.0	18
VSA	Modified, gamma	5461	1.0	0.5	16

(*A is a normalization parameter chosen for the total amount of particles to be normalized to unity)

depending on the sojourn in the atmosphere. Respective wavelength-dependent refractive indices are given elsewhere (McClatchey et al., 1980; Shettle and Fenn, 1976, 1979).

Basic types of aerosols are mixtures of the above components, according to Table I. Particle size distributions in the troposphere are specified by log-normal parameterization:

$$\frac{dN_i(r)}{dr} = \frac{N_i}{\lg r \sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\lg r - \lg r_i)^2}{2 \sigma_i^2} \right] \quad (1)$$

and in the stratosphere they are approximated by a modified gamma-distribution:

$$\frac{dN(r)}{dr} = Ar^a \exp(-Br^c), \quad (2)$$

$$N(r) = N(r < r_0)$$

The parameters of these size distributions for the troposphere and stratosphere are tabulated in Table II.

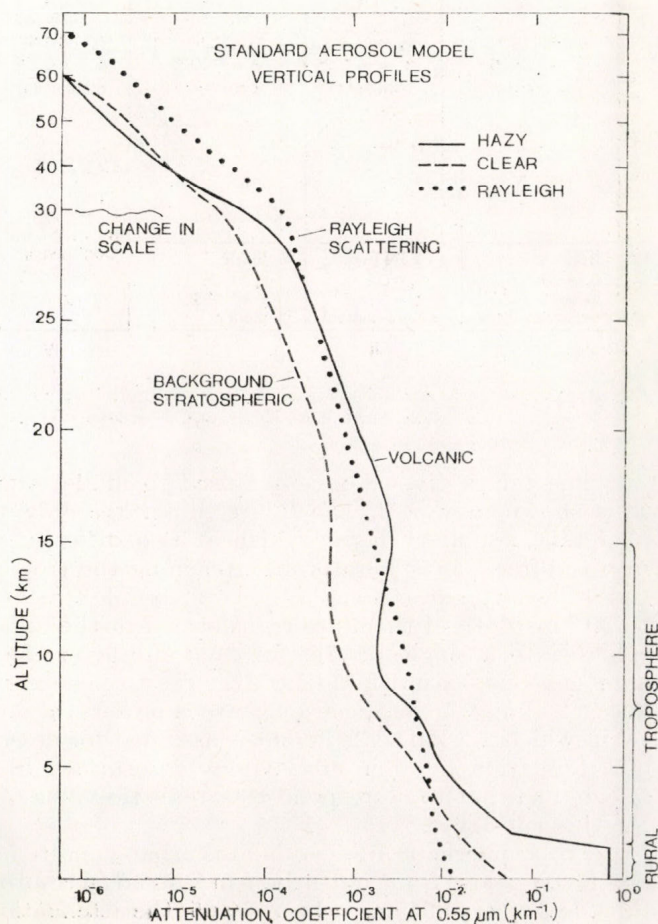


Fig. 1: Optical characteristics of basic types of aerosols, as modelled by the International Working Group on Aerosol and Climate (coincide with results of McClatchey, Bolle, and Kondratyev, 1980)

Distributions are considered as vertically invariable and normalized in such a way that the resulting coefficient of attenuation for the total mixture at $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$ is unity. Two typical aerosol profiles are shown in *Fig. 1*. In the model are tabulated for $\lambda = 0.2 - 40 \mu\text{m}$ the spectral coefficient of attenuation, the coefficients of scattering and absorption, the single-scattering albedo, and the asymmetry factor. These data coincide with results of *McClatchey et al. (1980)*, except for UIA.

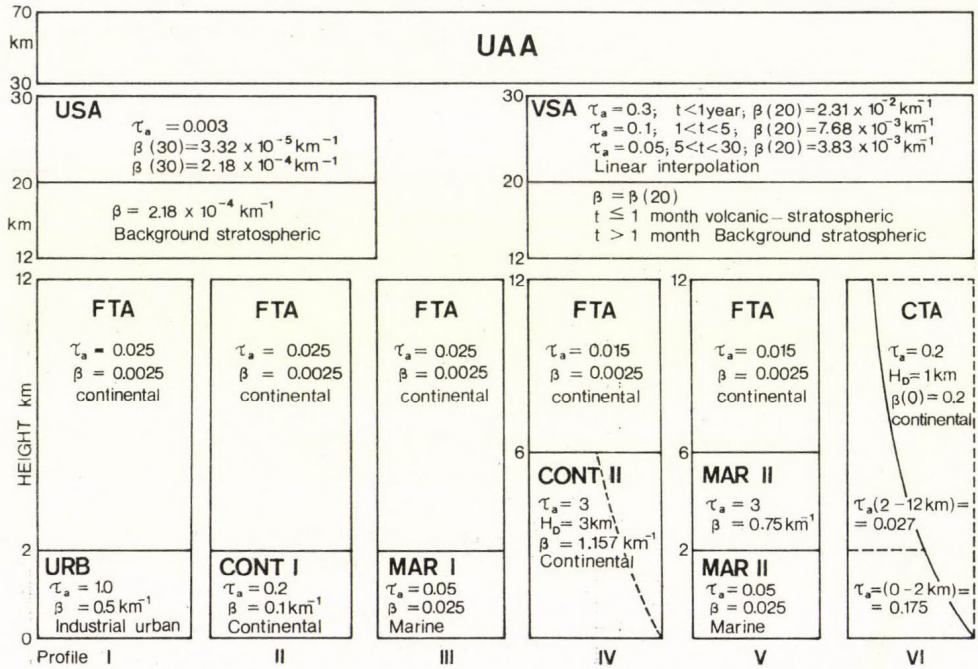


Fig. 2: Atmospheric aerosol vertical profiles, as modelled by the International Working Group on Aerosol and Climate. See text for explanations

The tables given above are used to model atmospheric aerosol profiles, as is shown in *Fig. 2*. The figure illustrates only six aerosol models for the planetary boundary layer, which at two different altitudes are transformed into the free-atmosphere profile, reaching the tropopause level at 12 km altitude. The latter starts one of the two possible stratospheric profiles from 12 km to 30 km. Both of them are transformed in the upper stratosphere and mesosphere into a single profile. In each sub-layer the distribution is vertically homogeneous, except for: (i) convective troposphere; (ii) stratospheric aerosol above 20 km, when a linear decrease is prescribed up to 30 km, and (iii) profile IV in which a 3 km scale height is assumed for desert aerosols. The coefficient of attenuation in each sub-layer is determined from a given profile and is selected so that to correspond to a realistic value of a mean optical thickness for this sub-layer.

Tropospheric profile I simulates urban conditions. In the planetary boundary layer below 2 km an urban industrial aerosol is located (aerosol optical thickness $\tau_a(\lambda = 0.55 \mu\text{m}) = 1$; $\omega_s = 0.65$; the attenuation coefficient $\beta = 0.5 \text{ km}^{-1}$).

Above it (up to 12 km) the free-atmosphere aerosol of the continental type is observed ($\tau_a(\lambda=0.55 \mu\text{m})=0.025$; $\beta=0.0025 \text{ km}^{-1}$). Tropospheric profile II simulates a rural continental aerosol ($\tau_a=0.2$, $\beta=0.1 \text{ km}^{-1}$) in the planetary boundary layer, which at higher levels coincides with profile I.

Tropospheric profile III (MAR-I) corresponds to typical maritime conditions: in the boundary layer a maritime aerosol is located ($\tau_a=0.05$; $\beta=0.025 \text{ km}^{-1}$), above it an aerosol of the free troposphere.

TABLE III

The parameters of the stratospheric volcanic aerosol as a function of volcanic activity

Parameter	Post-eruption period, year		
	≤ 1	1-5	5-30
τ_a	0.3	0.1	0.05
$\beta(20), \text{ km}^{-1}$	0.0231	7.7×10^{-3}	3.8×10^{-3}

Tropospheric profile IV (CONT-II) simulates a dense haze over desert: the planetary boundary layer up to 6 km is loaded with continental aerosols ($\tau_a=3$; $H=3 \text{ km}$; $\beta=1.157 \text{ km}^{-1}$). Above it, up to 12 km, again, the free-troposphere aerosol ($\tau_a=0.015$; $\beta=0.0025 \text{ km}^{-1}$).

Tropospheric profile V (MAR-II) simulates an outburst of desert dust over the low-latitude Atlantic. The planetary boundary layer up to 2 km is loaded with the haze of the MAR-I type. The 2-6 km layer is occupied with continental aerosol ($\tau_a=3$; $\beta=0.75 \text{ km}^{-1}$). The 6-12 km layer is filled with the free-troposphere aerosol ($\tau_a=0.015$; $\beta=0.0025 \text{ km}^{-1}$).

Tropospheric profile VI (CTA) has parameters $\tau_a=0.2$; $H=1 \text{ km}$. This ensures the concentration of most aerosols in the boundary layer.

The profiles are recommended to be used in the following way:

- I (URB) - large urban and industrial regions, as well as sea areas near east coastlines of the continents;
- II (CONT-I) - everywhere over the continents, except for deserts;
- III (MAR-I) - oceanic areas, except for the north tropical Atlantic, in spring, in summer, and in autumn;
- IV (CONT-II) - global deserts in spring and in summer;
- V (MAR-II) - the north tropical Atlantic in spring, in summer, and in autumn;
- VI (CTA) - in the planetary boundary layer under usual convective conditions, except for the cases of high pressure fields (*Report*, 1980).

There are data published (*Duce et al.*, 1978; *Kadowaki*, 1979), which show that the Pacific area south-east and east of Japan and China coastlines is subject to dust outbursts from the deserts of Central Asai. Therefore, recommendations concerning the use of profile V (MAR-II) can be broadened.

Each of the tropospheric models can be combined with any of stratospheric ones:

Undisturbed stratospheric aerosol (USA) occupies the 12-30 km layer ($\tau_a=0.003$). The coefficient β is constant from 12 to 20 km ($\beta=2.8 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$), and above it decreases linearly down to $\beta=3.32 \times 10^{-5} \text{ km}^{-1}$.

Volcanic stratospheric aerosol (VSA) has the same vertical distribution, and the attenuation coefficient reaches $\beta=3.2 \times 10^{-5} \text{ km}^{-1}$ at a level of 30 km. Its value in the 12-20 km layer depends on volcanic activity, according to *Table III*.

The upper-atmosphere aerosol (UAA) above 30 km is simulated according to McClatchey et al. (1980).

The models discussed above can serve as the basis for initial studies on the sensitivity of climate to aerosols. Later on, however, more detailed models will be needed. First, it will be necessary to consider the humidity-dependence of aerosol properties using the techniques proposed by Hänel (1976). Second, of great importance may be estimations of the range of variations in proportions of the mixtures of components and in their vertical distribution (Kondratyev et al., 1980; Kondratyev and Pozdnyakov, 1981; Welch et al., 1981). Finally, consideration may be needed of spatial and temporal variations in all the above-mentioned properties of aerosols.

4. Conclusion

Most serious, now widely used, simplifications in the studies of aerosols impact on climate consist in neglecting strongly-absorbing components, in assuming identical size distributions of each of the components, and in neglecting the effect of humidity. The composition of mineral dust and industrial aerosols is rather variable.

The seasonal and synoptical variations in aerosol concentrations particularly in desert regions, as well as of anthropogenic aerosols can be substantial. Consideration of differences in the vertical change of fine and rough aerosol fractions and of their chemical composition is of great importance in modeling radiative properties of aerosols. There is evidence that in some cases the hypothesis of "external mixing" does not hold.

An adequate justification of atmospheric aerosol models is only possible with the use of results from numerical experiments on the climate sensitivity to aerosol parameters. Therefore, there is an urgent need for simulation experiments, which will serve as the basis for planning the development of aerosol models.

REFERENCES

- Ackerman, T. and Baker, M. B., 1977: Shortwave radiative effect of unactivated aerosol particles in clouds. *J. Appl. Meteorol.* 16, 63-69.
- Bolle, H. J. (Ed.), 1977: Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere, Garmisch-Partenkirchen, FRG, 1976. *Science Press*.
- Carlson, T. N. and Benjamin, S. G., 1980: Radiative heating rates for Saharan dust. *J. Atmos. Sci.* 37, 193-213.
- Charlock, T. P. and Sellers, W. D., 1980: Aerosols, cloud reflectivity, and climate. *J. Atmos. Sci.* 37, 1327-1341.
- Delany, A. C., Pollack, W. H. and Shedlovsky, J. P., 1973: Tropospheric aerosol: the relative contribution of marine and continental compounds. *J. Geophys. Res.* 78, 6219-6245.
- Ditberner, G. J., 1978: Climatic change: volcanoes, man-made pollution and carbon dioxide. *IEEE Trans. on Geoscience Electronics*, GE-16, 50-61.
- Duce, R. A., Prospero, J. M. and Savoie, P. L., 1978: Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the Tropical North Pacific: temporal variability. *Science* 11, 241.
- Ellerman, L., 1968: Ultraviolet, visible and infrared attenuation for altitudes below 50 km. *AFCLR, Env. Res. Pap.*, No. 285.
- Ellerman, L., 1970: Vertical attenuation model with eight surface meteorological ranges 2 to 13 kilometers. *AFCLR, Env. Res. Pap.*, N 318, Rept. AFCLR-70-0200.
- Ginzburg, A. S. and Feigelson, E. M., 1980: A parameterization of radiative heat flux exchange in the models of atmospheric general circulation. In: "Physics of the Atmosphere and the Problem of Climate", "Nauka" Publ. House, Moscow, 42-66.
- Global atmospheric aerosol radiation study. *Research plan*, 1978: NCAR, Univ. Arizona, Univ. Wisconsin, Univ. Washington, NOAA.
- Grams, G. W., Blifford, I. H., Gilette, D. A. and Russel, P. B., 1974: Complex index of refraction of airborne soil particles. *J. Appl. Meteorol.* 13, 459-471.
- Hänel, G., 1976: The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. in Geophys.* 19, 74-188.
- Hansen, J. E. and Pollack, J. B., 1970: Near infrared light scattering by terrestrial clouds. *J. Atmos. Sci.* 27, 265-281.
- Harshvardhan and Cess, R. D., 1978: Effect of tropospheric aerosols upon atmospheric infrared cooling rates. *J. Quant. Spectrosc. and Rad. Transf.* 19, 621-632.
- Hidy, G. M. and Brock, J. R., 1970: An assessment of the global source of tropospheric aerosols. Paper presented at the 2nd IUAPPA Clean Air Congress. Washington, D. C.

- Hoffman, D. J., Rosen, J. M., Pepin, T. J., Pinnick, R. G., Kühn, J. M. and Luby, J., Stratospheric aerosols measurements. Parts I-IV. 1975: *J. Atmos. Sci.* 32, 1446-1462. 1976: *J. Atmos. Sci.* 33, 304-314, 1782-1788.
- Itele, L. S. and Popova, S. I., 1973: The complex refractive index of the atmospheric aerosol disperse-phase particulate. *Izv. AN SSSR, FAO* 9, 1034-1043.
- Joseph, J. H., Charlson, R., McCormick, M. P. and Leith, C. E., 1980: Report of an Ad-Hoc Meeting Organized by the Chairman of the JOC WGAC. Boulder, Colorado, USA, 9-11 October 1979. WMO Publ., Geneva.
- Kadowaki, S., 1979: Dust outbreaks over Japan. *Environ. Sci. and Technol.* 13, 1130-1135.
- Ketseridis, G. and Eichmann, R., 1978: Organic compounds in aerosol samples. *Pure and Appl. Geophys.* 116, 270-280.
- Khmelentsov, S. S., Kabanov, A. S. and Kolomeev, M. P., 1981: The effect of stratospheric aerosol on climate. Overview. VNIIGMI-MCD, Obninsk.
- Kondratyev, K. Ya. and Orlenko, L. R., 1972: Complex Energetics Experiment (materials of the CAENEX-70 expedition). *Proc. MGO* 276, 280.
- Kondratyev, K. Ya. and Smokty, O. I., 1973: On the effect of aerosols on the spectral albedo of the atmosphere-surface system. *Izv. AN SSSR, FAO* 9, 1269-1282.
- Kondratyev, K. Ya., 1976: Aerosol in the GATE area and its radiative properties. *Proc. MGO* 381, 67-130.
- Kondratyev, K. Ya. and Ter-Markaryants, N. E. (Eds.), 1976: *Complete Radiation Experiment*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya., Marchuk, G. I. and Buznikov, A. A., 1977: *Radiation field in a spherical atmosphere*. LSU Publ. House, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya. (Ed.), 1978: *Atmospheric aerosol and its effect on radiation transfer*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya., 1980: *Radiative factors of the present-day global climate changes*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya., Binenko, V. I. and Zhvater, V. P., 1980: *Aerosol and climate. Overview*. VNIIGMI-MCD, Obninsk, 1, 54.
- Kondratyev, K. Ya., 1981: *Stratosphere and climate*. Adv. in Sci. and Technol., Meteorology and Climatology, Vol. 6, VINITI, Moscow.
- Kondratyev, K. Ya., Moskalenko, N. I., Terzi, V. P. and Skvortsova S., 1981: Modeling optical characteristics of atmospheric aerosols. *First Global GARP Experiment (FGGE)*. Vol. 1. *Aerosol and climate*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kondratyev, K. Ya. and Pozdnyakov, D. V., 1981: *Aerosol models of the atmosphere*. "Nauka" Publ. House, Moscow.
- Kondratyev, K. Ya., Welch, R. M. and Cox, S. K., 1981: Determination of vertical profiles of aerosol size spectra from aircraft radiative flux measurements. I. Retrieval of spherical particle size distributions. *J. Geophys. Res.* C86, 9783-9793.
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Voltz, F. E., and Garing, J. S., 1972: *Optical properties of the atmosphere* (Third edition). *ERP411, AFCL-72-0497*.
- McClatchey, R. A., Bolle, H. J. and Kondratyev, K. Ya., 1980: Report of the IAMAP RC WG on a Standard Radiation Atmosphere. WMO/IAMAP, Fort Collins, Colorado, USA, 10 August 1980. *Preprint*.
- Peterson, J. T. and Junge, C. E., 1971: Sources of particulate matters in the stratosphere. In: *Man's Impact on Climate* (Eds.: Matthews, Kellogg and Robinson). The MIT Press, 310-320.
- Pollack, J. B. and Cuzzi, J. N., 1980: Scattering by nonspherical particles of size comparable to a wavelength: a new semiempirical theory and its application to tropospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.* 37, 868-881.
- Report of the Meeting of JSC Experts on Aerosols and Climate*, 1980: Geneva, 27-31 October 1980. ICSU/WMO, WCP-12, Geneva. 65.
- Rozenberg, G. V., Gorshkov, C. I., Georgievsky, Yu. S., and Lyubovtseva, Yu. S., 1980: Optical parameters of atmospheric aerosol. In: *Physics of the Atmosphere and the Problem of Climate*, "Nauka" Publ. House, Moscow, 216-257.
- Russel, P. B., Swisler, T. J., McCormick, M. P., Chu, W. P., Livingston, J. M. and Pepin, T. J., 1981: Satellite and related measurements of stratospheric aerosol. I. An optical model for data conversions. *J. Atmos. Sci.* 38, 1279-1294.
- Shettle, E. P., Fenn, R. W. and Voltz, F. E., 1975: Atmospheric aerosols: models of their optical properties. In: *Coll. Abstr. 2nd AMS Conf. on Atmos. Rad.*, Arlington, VA, 29-31 October, 173-176.
- Shettle, E. P. and Fenn, R. W., 1976: Models of the atmospheric aerosols and their optical properties. *AGARD Conf. Proc.*, 183, AGARD-CP-183, US N.T.I.S., AD-A028-615.
- Shettle, E. P. and Fenn, R. W., 1979: Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *AFCL-TR-79-0214*, 94.
- Toon, O. B. and Pollack, J. B., 1976: A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteorol.* 15, 225-246.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* 34, 1149-1152.
- Welch, R. M., Cox, S. K. and Kondratyev, K. Ya., 1981: Determination of vertical profiles of aerosol size spectra from aircraft radiative flux measurements. Part II. The effect of particle nonsphericity. *J. Geophys. Res.* C86, 9795-9800.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám. 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—April 1985. Budapest

On the climatic effects of radiatively active trace gases and aerosol particles*

MÉSZÁROS, E., *Institute for Atmospheric Physics, H-1675 Budapest, P.O.B. 39, Hungary*

Optikailag aktív nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlati hatásai. A tanulmány áttekinti a dinitrogén-oxid, metán, halogénezett szénhidrogének és ózon forrásait és nyelőit, valamint légköri koncentrációjuk változásait. Bemutatja az emberi tevékenység okozta koncentráció-változások lehetséges éghajlati hatásait és az eredményeket a szén-dioxid növekvő légköri szintje miatti változásokkal hasonlítja össze. Végül röviden összefoglalja a légköri aeroszol tulajdonságait és tárgyalja az aeroszol részecskék éghajlati szerepét.

✕

On the climatic effects of radiatively active trace gases and aerosol particles. The sources and sinks as well as the concentration variations of nitrous oxide, methane, chlorofluoromethanes and ozone in the atmosphere are evaluated. The climatic effects of their concentration variations due to human activities are estimated and compared to the modifications possibly caused by the increasing atmospheric level of carbon dioxide. The characteristics of atmospheric aerosol particles are also presented and their role in the control of climate is briefly discussed.

✕

Introduction. Owing to human activities like energy production, transpire and agriculture a lot of materials are emitted into the air which modify the natural atmospheric composition. Since the Earth's climate depends, among other factors, on the composition of the atmosphere, anthropogenic modifications may cause climatic variations.

A well-known example is the effects of the increase of carbon dioxide concentration owing to fossil fuel burning and deforestation. Relatively less is known about the climatic role of trace gases other than CO_2 in spite of the fact that recent observations in the atmosphere indicate that the level of some radiatively active species like nitrous oxide (N_2O), methane (CH_4) and chlorofluoromethanes (CFMs) are also rising. Data on the quantity of stratospheric and tropospheric ozone (O_3) also make some changes probable. Further, aerosol particles are also produced by man activities. These particles can modify not only the radiation transfer in the atmosphere, but also the formation of clouds and precipitation.

The aim of this paper is to survey the climatic effects of radiatively active trace gases other than CO_2 and to compare their effects to the modification caused by carbon dioxide. Moreover, the possible role of aerosol particles in climate variations will also be discussed.

* Prepared for the Conference on Atmospheric CO_2 , Sophia Antipolis (France), 6—8 December 1984.

1. Trace gases

1.1 *Nitrous oxide*. Nitrous oxide is emitted into the atmosphere through denitrification and nitrification by microorganisms in terrestrial and aquatic ecosystems (Dehwiche, 1978; Bremner and Blackmer, 1981). N_2O molecules are destructed by chemical reactions in the stratosphere after staying in the air about 100 years (Levy et al., 1982). Due to combustion and agricultural activity the concentration of N_2O is modified by mankind. Thus, the preindustrial concentration of this species is estimated to have been 280–290 ppb (parts per billion: 10^{-9}), while its present atmospheric level is around 300 ppb (Weiss, 1981). The increase of tropospheric nitrous oxide concentration is approximately 0.2% per year.

Since N_2O molecules absorb infrared radiation emitted by the Earth's surface (e.g. in a band centered on $7.8 \mu\text{m}$), the modification of their concentration must be taken into account in climate modeling.

1.2 *Methane*. CH_4 is released into the atmosphere through the action of anaerobic bacteria in swamps, marshes and paddy fields (Ehhalt, 1974). The enteric fermentation of animals is also a very important methane source. CH_4 molecules are removed from the atmosphere by chemical processes taking place mostly in the stratosphere. Their lifetime in the atmosphere is between 5–10 years.

It was recently found (Rasmussen and Khalil, 1981; Fraser et al., 1981) that the CH_4 concentration in the atmosphere is steadily increasing by 1.0–1.5% per year. The concentration is presently around 1600 ppb in the air over the Northern Hemisphere, while the corresponding value for the Southern Hemisphere is 1500 ppb. It can be assumed that the rise of CH_4 level is caused by the increase of the cattle number and the extension of paddy fields.

Methane absorbs infrared radiation near the atmospheric window ($7-14 \mu\text{m}$). This implies that CH_4 plays a certain role in the control of the radiation budget and consequently of the temperature.

1.3 *Chlorofluoromethanes*. The major part of these species in the atmosphere arise from their man's use as refrigerants, solvents and propellants (McCarthy et al., 1977). These substances are chemically inert in the troposphere for this reason their tropospheric residence time is 50–150 years (Owens et al., 1982). Chlorofluoromethane molecules rise by slow diffusion into the stratosphere when they are destructed under the effect of short-wave radiation. Halogen compounds formed in this way play a part in the ozone removal (Molina and Rowland, 1974).

CFMs are radiatively active since they absorb strongly infrared radiation in the atmospheric window as first pointed out by Ramanathan (1975).

The observational data suggest that the tropospheric level of chlorofluoromethanes is steadily rising (Prinn et al., 1983). The global average surface air concentrations of $CFCl_3$ ("freon-11") and CF_2Cl_2 ("freon-12") are increasing at a rate of 5.7 and 6.0% per year, respectively. The corresponding figure for methyl chloroform (CH_3CCl_3) is 8.7% per year.

1.4 *Ozone*. The major part of ozone is formed in the stratosphere by photochemical reactions of oxygen species. Ozone molecules are destructed in the stratosphere photochemically or by reactions with nitrogen oxides (formed from N_2O) and halogens (Johnston and Podolske, 1978). Human activities can modify these natural processes by releasing into the air nitrous oxide, nitrogen oxides and halogen compounds.

It was believed earlier that the troposphere is an inert atmospheric domain concerning ozone chemistry and ozone molecules reaching the troposphere are removed from the air by destruction at the surface. However, *Fishman* and *Crutzen* (1978) argue that a part of O_3 in the troposphere is an *in situ* product. The main agents in this ozone formation processes are carbon monoxide, hydrocarbons (including CH_4) and nitrogen monoxide partly emitted by anthropogenic sources. This indicates that while anthropogenic species decrease the ozone level at higher altitudes, the tropospheric ozone can be increased by emissions from human activities. In fact such an increase has been demonstrated (*Bojkov*, 1983). By analyzing ozone profile data *Bojkov* has shown that tropospheric ozone concentration is steadily increasing in the Northern Hemisphere at an average rate between 0.7 and 3.0% per year.

TABLE I

Global mean temperature variations (ΔT) due to the changes (ΔC) in the concentration (C) of different trace gases between 1970 and 1980 (*Lacis et al.*, 1981)

Species	C [ppb]	ΔC	ΔT [$^{\circ}C$]
CH_4	1 500	150	0.032
N_2O	295	6	0.016
CCl_3F	0.045	0.135	0.020
CCl_2F_2	0.125	0.190	0.034
CO_2	325×10^3	12×10^3	0.14

In the stratosphere harmful ultraviolet solar radiation is absorbed by O_3 molecules. However, ozone also absorbs infrared radiation in the atmospheric window. This means that an increase in ozone concentration in the troposphere would lead to some increase in surface temperature.

1.5 *Climatic effects of N_2O , CH_4 , CMFs and O_3 .* The climatic effects of anthropogenic gases other than CO_2 were studied by *Lacis et al.* (1981). These authors calculated by means of a one-dimensional radiative-convective climate model the greenhouse effects of several trace gases and compared the results obtained to temperature variation caused by carbon dioxide. In *Table I* the results of these calculations made for the time period between 1970 and 1980 are tabulated. In the table C gives the concentration for 1970, while ΔC is the concentration change for the time interval studied. The last column contains the average temperature variations (ΔT) calculated. As it can be

TABLE II

Global mean temperature increase (ΔT) due to rising the level (C in ppb) of different trace gases according to a WMO Expert Meeting (WMO, 1982; see also *Mitchell*, 1984)

Species	$C_{reference}$	$C_{perturbed}$	ΔT [K]
CO_2	330×10^3	660×10^3	2.0
N_2O	300	600	0.3–0.6
CH_4	1500	3000	0.3
CCl_3F	0	1	0.15
CCl_2F_2	0	1	0.13
O_3 (troposphere)	D*	$2 \times D$	0.9

* present distribution with latitude and height

seen the most important factor in the control of temperature is the increase of the CO_2 concentration. However, if we sum up the effects of other gases we obtain a figure comparable to the temperature variation due to the change in carbon dioxide concentration.

The results of Lacis and his co-workers were essentially confirmed by a group of experts of the World Meteorological Organization. According to the report of this group (WMO, 1982; see also *Mitchell*, 1984) if the concentrations were perturbed by human activities the surface temperature would change as it follows from *Table II*. One can see that the doubling of CO_2 would result in an average global surface temperature increase of 2.0 K. The corresponding figures for N_2O , CH_4 and tropospheric O_3 are about 0.5, 0.3 and 0.9 K, respectively. The increase of CFCl_3 and CF_2Cl_2 from zero (preindustrial value) to 1 ppb would cause a total temperature change of 0.28 K.

The magnitudes of possible climatic effects proposed by the WMO expert group are in a good agreement with the calculations of *Ramanathan* (1980). This author argues that the average global temperature increase until 2050 due to the rise of CO_2 level alone will be 2.4 K. By also considering the possible increase until 2050 of the concentration of other trace gases discussed above (*Ramanathan* assumed similar concentration changes as those given in *Table II*) a temperature variation of +3.6 K can be obtained.

2. Aerosols

2.1 Aerosol properties. The majority of solid and liquid aerosol particles in the atmosphere arises from two basic processes (*Mészáros*, 1981): condensation of vapors directly emitted or formed in the air by chemical reactions and dispersal of materials from the Earth's surface. While condensation produces so-called fine particles (smaller than about $1 \mu\text{m}$), surface derived particles are larger than about $1 \mu\text{m}$ (coarse particles). Due to the interaction of different formation and dynamic (e.g. coagulation of particles of different nature) processes the chemical composition of the particles varies widely as a function of time and location. Also very variable is the concentration of aerosols. Generally speaking their concentration decreases from polluted to cleaner air and also with increasing altitude in the troposphere. However, in the lower stratosphere the concentration increases and it has a maximum around 25 km. The stratospheric aerosol particles are formed from sulfur-containing gases reaching this atmospheric domain either by slow diffusion or during volcanic eruptions.

It is difficult to estimate the temporal trend of the concentration of aerosol particles owing to its variability in space and time. This variability is caused by the fact that aerosol particles are rapidly removed from the atmosphere mainly by precipitation. In other words this means that their tropospheric residence time is very short (some days). However, some indirect information is available concerning the temporal variation of the concentration of atmospheric aerosol particles. This information is based on the measured changes in the electric mobility of the air over different oceans (*Cobb* and *Wells*, 1970). These changes imply that the aerosol concentration has doubled over the northern part of the Atlantic Ocean for the last 70 years, while it has remained constant over other oceanic areas.

2.2 *Role of aerosols in climate control.* The role of aerosol particles in the control of climate is more complex than in the case of trace gases. This is due to the fact that their shape, size and chemical nature are also very variable. Since, beside radiation wavelength and concentration, these parameters are also of importance for controlling the radiation transfer, the estimation of the climatic effects of aerosol particles is not an easy task. Further, aerosol particles do not only absorb but also scatter solar radiation.* While absorption of solar radiation heats the air layer, scattering is a net loss for the system. The higher the absorption-to-backscatter ratio the higher the probability that an aerosol particles causes warming (Kellogg, 1980).

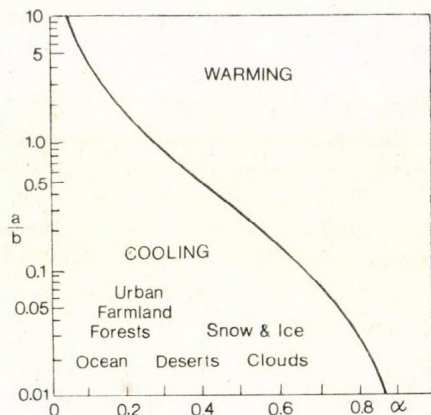


Fig. 1: Effect of an aerosol layer in the lower troposphere on the surface air temperature as a function of absorption-to-backscatter ratio (a/b) and surface albedo (α) according to Kellogg (1980)

Aerosol particles, as condensation and ice nuclei, play an important role in the formation of clouds and precipitation and consequently in the control of the extension of the cloud cover determining the planetary albedo of the Earth-atmosphere system. Twomey (1977) pointed out that an increase in the number of condensation nuclei leads to increase the absorption and scattering of clouds.

The climatic effects of aerosol particles also depend on the surface albedo as shown in Fig. 1 (Kellogg, 1980). Taking a value of 1 for the absorption-to-backscatter ratio, which is a good order of magnitude for the tropospheric aerosol, one can see that an aerosol layer causes heating above snow and ice cover, while it has a cooling effect above forests, farmlands and oceans. This result is interesting in particular by considering that recent measurements made in winter and spring indicate a haze layer over the Arctic area (Rahn, 1981). Taking into account that this haze layer consists partly of radiatively active carbon particles, Rosen et al. (1984) conclude that atmospheric heating due to Arctic aerosol is comparable to the warming caused by a doubling of CO_2 concentration.

The possible changes in the quantity of aerosol particles in the stratosphere is of interest for CO_2 problem since the increase of the concentration of sulfur-containing particles at these altitudes reduce to a certain extent the tropospheric heating (Hansen et al., 1981). At the same time they warm the stratosphere by absorbing long-wave radiations. While tropospheric effects are too small to be detected the warming in the stratosphere due to the erup-

* Coarse dust particles and sea-salt components also absorb long-wave radiation.

tion of El Chichon volcano was found to be of several degrees by *Labitzke and Naujokat* (see *Deepak and Gerber, 1983*).

It would be of crucial importance to estimate future anthropogenic influence on the stratospheric aerosol burden in volcanic quiet periods. This influence can be due to carbonyl sulfide a part of which is emitted into the air by human activities. This gaseous sulfur species has a residence time of about one year and can reach the stratosphere by diffusion (*Crutzen, 1876*). While there is some indication that between 1960 and 1980 the concentration of stratospheric particles increased in volcanic quiet periods, this conclusion has to be regarded with precaution (*Jaenicke, 1981*). Thus, we can conclude that further research is needed in this important field.

2.3 Model prediction for aerosol effects. The properties of aerosol particles determine the so-called optical depth at a given wavelength. The optical depth (δ) is defined by the following simple formula

$$\tau = e^{-\delta}$$

where τ is the transmission of the radiation. This formula indicates that if $\delta=1$ the radiation is reduced by a factor of $1/2.71$ after passing the air layer considered.

The results of model calculations aiming to estimate the climatic effects of aerosol particles as a function of the aerosol optical depth is surveyed recently by an Expert Meeting (see *Deepak and Gerber, 1983*). The following discussion is based on the report of this Expert Meeting. For further details the reader is referred to the original report and to its references.

The calculations carried out by radiative-convective models show that the magnitude of temperature change varies almost linearly as a function of the aerosol optical depth. Thus, it was found by *Charlock and Sellers (1980)* that an aerosol with an optical depth of $\delta=0.125$ lead to a temperature drop of 1.5 K. On the other hand *Wang and Domoto (1974)* calculated a ground level cooling of 2.1 K in the case of an aerosol with $\delta=0.250$.

Pollack et al. (1981) studied the effects of a stratospheric aerosol layer with an optical depth of 0.003. Their results showed that the temperature rise owing to the layer varied between 0.01 and 0.1 K. By assuming linearity between temperature variation and optical depth this indicates a temperature increase from 0.1 to 1.0 K for an optical depth of 0.03 which seems to be more appropriate for conditions after volcanic eruptions. According to *Toon and Pollack (1982)* the sulfate particles formed in the stratosphere after a massive injection of sulfur-rich gases by a volcanic eruption can cause a cooling of some tenths of degree Celsius in the surface air by modifying the transfer of short-wave radiation.

This brief discussion shows that the value of the aerosol optical depth is of crucial importance for climate modeling. Unfortunately, except for urban areas, the quantitative effects of human activities on the optical depth are not known. Since the optical depth is a function of aerosol characteristics, the different parameters of atmospheric aerosol particles have to be monitored in a wide international program as discussed by *Deepak and Gerber (1983)*.

3. Conclusions

On the basis of the above discussion we can conclude that

a) the temperature increase caused by increasing CO_2 concentration until about 2050 will probably be doubled by the total effect of other anthropogenic trace gases;

b) over Arctic and Antarctic regions man-made aerosol particles will probably further intensify the effects of carbon dioxide;

c) tropospheric particles of pollution origin will probably moderate the effect of CO₂ over lower latitudes;

d) anthropogenic stratospheric particles, if any, will produce a small climatic „noise” effect which will reduce to a very small extent the tropospheric warming;

e) the effects of both CO₂ and aerosols will decrease the temperature difference between the poles and the equator and thereby reduce the driving force of the atmospheric circulation.

REFERENCES

- Bojkov, R. D., 1983: Tropospheric ozone, its changes and possible radiative effects. *WMO Special Environmental Report No. 16*, in press.
- Bremner, J. M. and Blackmer, A. M., 1981: Terrestrial nitrification as a source of atmospheric nitrous oxide. In *Denitrification, nitrification and atmospheric nitrous oxide* (ed. C.C. Delwiche). John Wiley and Sons, New York, 151–170.
- Charlock, T. P. and Sellers, W. D., 1980: Aerosol, cloud reflectivity and climate. *J. Atmospheric Sci.* 37, 1136–1137.
- Cobb, W. E. and Wells, H. J., 1970: The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution. *J. Atmospheric Sci.* 27, 814–819.
- Crutzen, P., 1976: The possible importance of CSO for the sulfate layer of the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.* 3, 73–76.
- Dcepak, A. and Gerber, H. E. (eds.), 1983: *Report of the Expert Meeting on Aerosols and their Climatic Effects*. World Climate Program 55.
- Delwiche, C. C., 1978: Biological production and utilization of N₂O. *Pure and Appl. Geophys.* 116, 414–422.
- Ehhalt, D. H., 1974: The atmospheric cycle of methane. *Tellus*, 26, 58–70.
- Fishman, J. and Crutzen, P., 1978: The origin of ozone in the troposphere. *Nature* 274, 855–858.
- Fraser, P. J., Khalil, M. A. K., Rasmussen, R. A. and Crawford, A. J., 1981: Trends of atmospheric methane in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.* 8, 1063–1066.
- Hansen, J., Johnson, D., Lacis, A., Lebedeff, S., Lee, P., Rind, D. and Russel, G., 1981: Climate impact of increasing carbon dioxide. *Science* 213, 957–966.
- Jaenicke, R., 1981: Atmospheric aerosols and global climate. In *Climatic variations and variability: facts and theories* (ed. A. Berger). NATO Advanced Study Institutes Series 72, 577–597.
- Johnston, H. S. and Podolske, J., 1978: Interpretations of stratospheric photochemistry. *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 491–519.
- Kellogg, E. E., 1980: Aerosols and climate. In *Interaction of energy and climate* (eds. Bach, W., Pankrath, J. and Williams, J.). D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 281–296.
- Lacis, A., Hansen, J., Lee, P., Mitchell, T. and Lebedeff, S., 1981: Greenhouse effect of trace gases, 1970–1980. *Geophys. Res. Lett.* 8, 1035–1038.
- Levy, H. II., Mazhlman, J. D. and Maxim, W. J., 1982: Tropospheric N₂O variability. *J. Geophys. Res.* 87, 3061–3080.
- McCarthy, R. L., Bower, F. A. and Jesson, J. P., 1977: The fluorocarbon ozone theory—I. Production and release. World production and release of CCl₃F and CCl₂F₂ through 1975. *Atmospheric Environment* 11, 491–497.
- Mészáros, E., 1981: *Atmospheric chemistry. Fundamental aspects*. Elsevier, Amsterdam.
- Mitchell, J. F. B., 1984: The effects of pollutants on global climate. *The Meteorological Magazine* 113, 1–16.
- Molina, M. and Rowland, F. S., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes-chlorine atom catalysed destruction of ozone. *Nature* 249, 810–812.
- Owens, A. J., Steed, J. M., Müller, C., Filkin, D. R. and Jesson, J. P., 1982: The atmospheric lifetimes of CFC 11 and CFC 12. *Geophys. Res. Lett.* 9, 700–703.
- Pollack, J. B., Toon, O. B. and Wiedman, D., 1981: Radiative properties of stratospheric aerosols. *Geophys. Res. Lett.* 8, 26–34.
- Prinn, R. G. et al., 1983: The Atmospheric Lifetime Experiment. I. Introduction, instrumentation and overview. *J. Geophys. Res.* 88, 8353–8367.
- Rahn, K. A., 1981: Relative importance of North America and Eurasia as sources of Arctic aerosols. *Atmospheric Environment* 15, 1447–1455.
- Ramanathan, V., 1975: Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: climate implications. *Science* 190, 50–52.
- Ramanathan, V., 1980: Climatic effects of anthropogenic trace gases. In *Interactions of energy and climate* (eds. Bach, W., Pankrath, J. and Williams, J.). D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, 269–280.
- Rasmussen, R. A. and Khalil, M. A. K., 1981: Atmospheric methane (CH₄): trends and seasonal cycles. *J. Geophys. Res.* 86, 9826–9832.
- Rosen, H., Hansen, A. D. A. and Novakov, T., 1984: Role of graphitic carbon particles in radiative transfer in the arctic haze. *The Science of the Total Environment* 36, 103–110.
- Toon, O. B. and Pollack, J. B., 1982: Stratospheric aerosol and climate. In *The stratospheric aerosol layer* (ed. Witten, R. C.). Springer Verlag, Berlin, 121–147.
- Twomey, S., 1977: *Atmospheric aerosols*. Elsevier, Amsterdam.
- Wang, W. C. and Domoto, G. A., 1974: The radiative effect of aerosols in the Earth's atmosphere. *J. Appl. Meteorology* 13, 521–534.
- Weiss, R. F., 1981: The temporal and spatial distribution of tropospheric nitrous oxide. *J. Geophys. Res.* 86, 7185–7195.
- WMO, 1982: *Report of the Meeting of Experts on Potential Climatic Effects of Ozone and Minor Trace Gases*. Boulder, 13–17 Sep.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám, 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—April 1985. Budapest

Frequency of quasi-geostrophic modes over grid points and definition of geostrophic wind

GAVRILOV, M., Department of Meteorology, University of Beograd, 26300 Vršac Sterijina 78.
Yugoslavia

A kvázi-geosztrofikus hullámtípusok frekvenciája a rácspontokban és a geosztrofikus szél meghatározása. Öt horizontális rácspontra véges-differencia alakban felírt linearizált kvázi-geosztrofikus egyenletekből nyert frekvencia-analógiákat hasonlítunk össze az analitikusan számított analógiákkal, és csak a nem eltűnő divergenciájú hullámok frekvenciáit vizsgáljuk. Az eredményeket egybevetve Mesinger (1979) korábbi tanulmányával az analizált rácspontokra a geosztrofikus szél helyesen adható meg.

✱

Frequency of quasi-geostrophic modes over grid points and definition of geostrophic wind. Frequency analogues obtained from linearized quasi-geostrophic equations written in finite difference form for five horizontal grids are compared with the analytical one. Only frequencies with non-vanishing divergence are considered. Comparing present results with the results obtained in an earlier study by Mesinger (1979), we arrive at correct definitions of the geostrophic wind on the grids which are being analyzed.

✱

1. Introduction. The quasi-geostrophic system of equations governs the motion which is established as a result of the geostrophic adjustment process.

The quasi-geostrophic flow is characterized by a non-vanishing divergent component. However, since its amplitude is small compared to that of the rotational component, it is often neglected and then we obtain motion known as non-divergent Rossby waves.

According to Arakawa (1970), there are two main problems in numerical treatment of primitive equations. One of them is to properly simulate the geostrophic adjustment towards the slowly changing, approximately non-divergent motion. A study of the effect of different arrangements of the dependent variables in space on the dispersion properties of the gravity-inertial waves has been performed by Winninghoff and Arakawa, as presented by Arakawa (1972), using the simplest centered approximations for the space derivatives.

The second main problem is the simulation of the quasi-geostrophic flow, which is established as the result of the geostrophic adjustment process. Mesinger (1979) analysed the influence of the space arrangements of the dependent variables on the purely non-divergent quasi-geostrophic flow using again simplest centered approximations for the space derivatives. Treatment of the same system, using the same arrangements in space and same approximations for the space derivatives, but allowing the divergence to be different from zero will be given here.

The analysis of the numerical expressions for frequency of this system, leads to an answer to another rather intriguing problem. Namely, dealing with the problem of the influence of different grids on the baroclinic instability mechanism, we face several possibilities to define geostrophic wind needed for the primitive quasi-geostrophic system of equations (Ničković, personal communication). A method to choose the right definition will be presented here.

2. Continuous system of equations; divergent and non-divergent case

We consider the system of linearized shallow water equations in β plane:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v \right] - f_0 v + g \frac{\partial h}{\partial x} &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u \right] + f_0 u + g \frac{\partial h}{\partial y} &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= 0. \end{aligned} \quad (1)$$

The symbols used here, as well as those used further in the text, have their usual meaning (e. g. Holton, 1972).

Assuming that the divergence is equal to zero, upon substitution of a wave of a solution of the form $h(x, t) = \text{Re}[\widehat{h} e^{i(kx - \omega t)}]$ into the corresponding vorticity equation, for the frequency of the Rossby waves we obtain the following expression

$$v = - \frac{\beta}{k}. \quad (2)$$

We turn our attention now to the quasi-geostrophic system of shallow water equations with non-vanishing divergence. Assuming that the terms in square bracket in (1) are small compared to other terms, we obtain geostrophic system of equations, from which we define the geostrophic wind:

$$\begin{aligned} u_g &= - \frac{g}{f_0} \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_g &= \frac{g}{f_0} \frac{\partial h}{\partial x}. \end{aligned} \quad (3)$$

The next higher approximation to (1) we obtain substituting the approximation (3) into the neglected terms in the system (1), i. e.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g - f_0 v + g \frac{\partial h}{\partial x} &= 0, \\ \frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g + f_0 u + g \frac{\partial h}{\partial y} &= 0. \end{aligned} \quad (4)$$

The third equation of the system (1) and the system (4) form the quasi-geostrophic system of shallow water equations. Following the usual procedure, from (4) we form the vorticity equation,

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + \beta v_g + f_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0, \quad \zeta_g = \frac{g}{f_0} \nabla^2 h, \quad (5)$$

where ζ_g is the geostrophic vorticity. Using divergence equation, form (5) upon substitution of the wave solutions of the form $h(x, t) = \text{Re}[(\bar{h})e^{i(kx - \nu t)}]$ for the considered one-dimensional case for the frequency of Rossby waves we obtain

$$\nu = -\frac{\beta k}{k^2 + f_0^2/gH} \quad (6)$$

The term f_0^2/gH describes the influence on the frequency of Rossby waves of the assumption that the surface of the fluid is free. The main characteristic of the quasi-geostrophic system is that it eliminates the high frequency waves of the gravity-inertial type.

If we compare the solutions (2) and (6), we see that the only difference is that the term f_0^2/gH appears in (6). This term results from the assumption that the divergence is not equal to zero. Omitting it in expression (6) we arrive at the expression (2).

3. Finite difference system of equations; divergent and non-divergent case

Now we shall solve the same system of equations in finite difference form for the five grids shown in *Fig. 1*. We shall repeat the procedure analogous to that used in the case of the exact equations which lead to the expressions (2) and (6).

Expressions for the frequency of Rossby waves on the five grids for the non-divergent case, evaluated by *Mesinger* (1979), are given by the following expressions:

$$\nu^* = -\frac{\beta}{k} \frac{kd}{\sin kd}, \quad (7A)$$

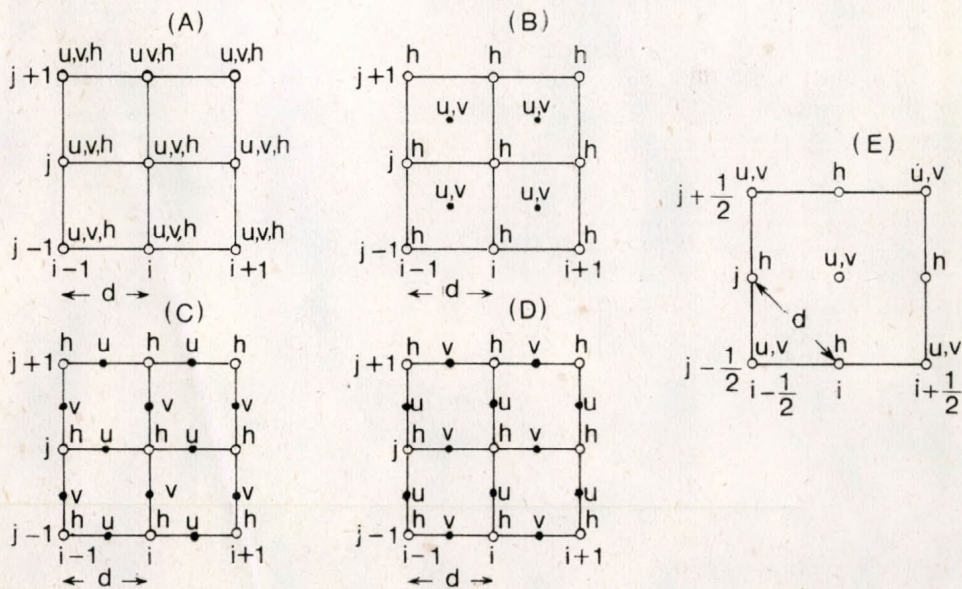


Fig. 1: Five types of horizontal grids considered for the finite difference solution of (1).

$$v^* = -\frac{\beta}{k} \frac{kd/2}{\tan(kd/2)}, \quad (7)_{B,C,D}$$

$$v^* = -\frac{\beta}{k} \frac{kd/\sqrt{2}}{\sin(kd/\sqrt{2})}. \quad (7)_E$$

Here, we shall solve the system of the quasi-geostrophic equations for the case when the divergence of velocity is present.

Using the subscripts of *Fig. 1*, we define the centered space differencing operator by

$$(\delta_x \alpha)_{i,j} \equiv \frac{1}{d'} (\alpha_{i+\frac{1}{2},j} - \alpha_{i-\frac{1}{2},j}).$$

Here d' denotes the grid interval. On the grids *A*, *B*, *C* and *D* the grid interval is equal to d , but on the grid *E* it is equal to $\sqrt{2}d$. Let us define the averaging operator over the distance d' by

$$\overline{\alpha}^x_{i,j} \equiv (\alpha_{i+\frac{1}{2},j} + \alpha_{i-\frac{1}{2},j}).$$

Operators $(\delta_y \alpha)_{i,j}$ and $\overline{\alpha}^y_{i,j}$ are defined analogously. Multiple operators are defined as follows:

$$\begin{aligned} \delta_{xy} \alpha &\equiv \delta_x (\delta_y \alpha), \\ \overline{\alpha}^{x,y}_{i,j} &\equiv \overline{\overline{\alpha}^x}_{i,j} \equiv \overline{\overline{\alpha}^y}_{i,j} \end{aligned}$$

Note that:

$$\delta_x (\alpha, \beta) \equiv \overline{\alpha}^x \delta_x \beta + \overline{\beta}^x \delta_x \alpha.$$

We shall write now the system of equations (1) in finite difference form for the arrangements *A*, *B*, *C*, *D* and *E*.

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v \right] - f_0 v + g \overline{\delta_x h}^x &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u \right] + f_0 u + g \overline{\delta_y h}^y &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\overline{\delta_x u}^x + \overline{\delta_y u}^y) &= 0, \end{aligned} \quad (8)_A$$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v \right] - f_0 v + g \overline{\delta_x h}^y &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u \right] + f_0 u + g \overline{\delta_y h}^x &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\overline{\delta_x u}^y + \overline{\delta_y v}^x) &= 0, \end{aligned} \quad (8)_B$$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v^{\overline{xy}} \right] - f_0 \overline{v^{xy}} + g \delta_x h &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u^{\overline{xy}} \right] + f_0 \overline{u^{xy}} + g \delta_y h &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\delta_x u + \delta_y v) &= 0, \end{aligned} \quad (8)_C$$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v^{\overline{xy}} \right] - f_0 \overline{v^{xy}} + \delta_x \overline{h^{xy}} &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u^{\overline{xy}} \right] + f_0 \overline{u^{xy}} + \delta_y \overline{h^{xy}} &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\delta_x \overline{u^{xy}} + \delta_y \overline{v^{xy}}) &= 0, \end{aligned} \quad (8)_D$$

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v \right] - f_0 v + \delta_x h &= 0, \\ \left[\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u \right] + f_0 u + \delta_y h &= 0, \\ \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\delta_x u + \delta_y v) &= 0. \end{aligned} \quad (8)_E$$

Following the procedure of the differential case, if we neglect in the first approximation the terms in the square bracket, we shall have the geostrophic system of equations for each lattice from which we can define the geostrophic wind. Thus, we obtain the following expressions:

$$u_g \equiv u = -\frac{g}{f_0} \overline{\delta_y h^y}, \quad v_g \equiv v = \frac{g}{f_0} \overline{\delta_x h^x}, \quad (9)_A$$

$$u_g \equiv u = -\frac{g}{f_0} \overline{\delta_y h^x}, \quad v_g \equiv v = \frac{g}{f_0} \overline{\delta_x h^y}, \quad (9)_B$$

$$u_g \equiv u^{\overline{xy}} = -\frac{g}{f_0} \overline{\delta_y h}, \quad v_g \equiv v^{\overline{xy}} = \frac{g}{f_0} \overline{\delta_x h}, \quad (9)_C$$

$$u_g \equiv u^{\overline{xy}} = -\frac{g}{f_0} \overline{\delta_y h^{\overline{xy}}}, \quad v_g \equiv v^{\overline{xy}} = \frac{g}{f_0} \overline{\delta_x h^{\overline{xy}}}, \quad (9)_D$$

$$u_g \equiv u = -\frac{g}{f_0} \delta_y h, \quad v_g \equiv v = \frac{g}{f_0} \delta_x h. \quad (9)_E$$

After substituting these expressions for the geostrophic wind into the neglected terms in the systems of (8)_{A-E}, we shall obtain the quasi-geostrophic systems of the equations in the finite difference form for the five grids

$$\begin{aligned}
 \left[\frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g \right] - f_0 v + g \overline{\delta_x h^x} &= 0, \\
 \left[\frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g \right] + f_0 v + g \overline{\delta_y h^y} &= 0, \\
 \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\overline{\delta_x u^x} + \overline{\delta_y v^y}) &= 0;
 \end{aligned}
 \tag{10}_A$$

$$\begin{aligned}
 \left[\frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g - f_0 v + g \right] \overline{\delta_x h^y} &= 0, \\
 \left[\frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g \right] + f_0 u + g \overline{\delta_y h^x} &= 0, \\
 \frac{\partial h}{\partial t} + H (\overline{\delta_x u^x} + \overline{\delta_y v^y}) &= 0;
 \end{aligned}
 \tag{10}_B$$

$$\begin{aligned}
 \left[\frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g \right] - f_0 v^{xy} + g \delta_x h &= 0, \\
 \left[\frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g \right] + f_0 u^{xy} + g \delta_y h &= 0, \\
 \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\delta_x u + \delta_y v) &= 0;
 \end{aligned}
 \tag{10}_C$$

$$\begin{aligned}
 \left[\frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g \right] - f_0 v^{xy} + g \overline{\delta_x h^{xy}} &= 0, \\
 \left[\frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g \right] + f_0 u^{xy} + g \overline{\delta_y h^{xy}} &= 0, \\
 \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\overline{\delta_x u^{xy}} + \overline{\delta_y v^{xy}}) &= 0;
 \end{aligned}
 \tag{10}_D$$

$$\begin{aligned}
 \left[\frac{\partial u_g}{\partial t} - \beta y v_g \right] - f_0 v + g \delta_x h &= 0, \\
 \left[\frac{\partial v_g}{\partial t} + \beta y u_g \right] + f_0 u + g \delta_y h &= 0, \\
 \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] + H (\delta_x u + \delta_y v) &= 0.
 \end{aligned}
 \tag{10}_E$$

Applying the operators:

$$\begin{array}{ll}
 \overline{\delta_y [(10)_A]_1^y} & \overline{\delta_x [(10)_A]_2^x} \\
 \overline{\delta_y [(10)_B]_1^x} & \overline{\delta_y [(10)_B]_2^y} \\
 \delta_y [(10)_{C-E}]_1 & \delta_x [(10)_{C-E}]_2
 \end{array}$$

to the first and second equations of the systems (10)_{A-E}, and summing up the resulting equations, we obtain:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h^{xx}} + \overline{\delta_{yy}h^{yy}}) + \beta \overline{\delta_x h^{yyx}} + \frac{f_0^2}{g} (\overline{\delta_x u^x} + \overline{\delta_y v^y}) = 0, \quad (11)_A$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h^{yy}} + \overline{\delta_{yy}h^{xx}}) + \beta \overline{\delta_x h^{yyx}} + \frac{f_0^2}{g} (\overline{\delta_x u^y} + \overline{\delta_y v^x}) = 0, \quad (11)_B$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h} + \overline{\delta_{yy}h}) + \beta \overline{\delta_x h^{xyy}} + \frac{f_0^2}{g} (\overline{\delta_x v^{xy}} + \overline{\delta_y u^{xy}}) = 0, \quad (11)_C$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h^{xy}} + \overline{\delta_{yy}h^{xy}}) + \beta \overline{\delta_x h^{xxyy}} + \frac{f_0^2}{g} (\overline{\delta_y v^{xy}} + \overline{\delta_x u^{xy}}) = 0, \quad (11)_D$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h} + \overline{\delta_{yy}h}) + \beta \overline{\delta_x h^x} + \frac{f_0^2}{g} (\overline{\delta_x u} + \overline{\delta_y v}) = 0. \quad (11)_E$$

In this manner we have obtained vorticity equations in finite difference form for each of the lattices *A*, *B*, *C*, *D* and *E*. The velocity divergence can be substituted into the vorticity equations directly from the corresponding continuity equations for each of the lattices *A*, *B*, *D* and *E*. In the vorticity equation for lattice *C* this procedure can be applied after averaging the continuity in *X* and *Y* direction. After these substitutions we obtain the following equations:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\delta_{xx}h^{xx}} + \overline{\delta_{yy}h^{yy}} \right) + \beta \overline{\delta_x h^{yyx}} - \frac{f_0^2}{gH} \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \quad (12)_A$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h^{yy}} + \overline{\delta_{yy}h^{xx}}) + \beta \overline{\delta_x h^{yyx}} - \frac{f_0^2}{gH} \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \quad (12)_B$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h} + \overline{\delta_{yy}h}) + \beta \overline{\delta_x h^{xyy}} - \frac{f_0^2}{gH} \frac{\partial h^{xy}}{\partial t} = 0, \quad (12)_C$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h^{xy}} + \overline{\delta_{yy}h^{xy}}) + \beta \overline{\delta_x h^{xxyy}} - \frac{f_0^2}{gH} \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \quad (12)_D$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\overline{\delta_{xx}h} + \overline{\delta_{yy}h}) + \beta \overline{\delta_x h^y} - \frac{f_0^2}{gH} \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (12)_E$$

In the one-dimensional case we have:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\delta_{xx}h^{xx}} - \frac{f_0^2}{gH} h \right) + \beta \overline{\delta_x h^x} = 0, \quad (13)_A$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\delta_{xx}h} - \frac{f_0^2}{gH} h \right) + \beta \overline{\delta_x h^x} = 0, \quad (13)_B$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\delta_{xx}h} - \frac{f_0^2}{gH} h^x \right) + \beta \overline{\delta_x h^x} = 0, \quad (13)_C$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\delta_{xx}h^x} - \frac{f_0^2}{gH} h \right) + \beta \overline{\delta_x h^{xx}} = 0, \quad (13)_D$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\delta_{xx}h - \frac{f_0^2}{gH}h) + \beta\delta_x h = 0. \quad (13)_E$$

After substitution of wave solutions into the last five equations we get the following expressions for frequencies:

$$\nu^* = - \frac{(\beta \sin kd)/d}{(\sin^2 kd)/d^2 + f_0/gH}, \quad (14)_A$$

$$\nu^* = - \frac{(\beta \sin kd)/d}{4 [\sin^2(kd/2)]/d + f_0/gH}, \quad (14)_B$$

$$\nu^* = - \frac{(\beta \sin kd)/d}{4 [\sin^2(kd/2)]/d^2 + (f_0^2/gH) \cos(kd/2)}, \quad (14)_C$$

$$\nu^* = - \frac{[\beta \cos(kd/2) \sin kd]/d}{2 [\sin(kd/2) \sin kd]/d^2 + f_0^2/gH}, \quad (14)_D$$

$$\nu^* = - \frac{[\beta\sqrt{2} \sin(kd/\sqrt{2})]/d}{2 [\sin^2(kd/\sqrt{2})]/d^2 + f_0/gH}. \quad (14)_E$$

If $f_0 = 10^{-4} s^{-1}$, $g = 9.81 \text{ ms}^{-2}$ and $H = 10^4 \text{ m}$ calculating f_0^2/gH we see that it is much smaller than the other term in the denominators of the expressions

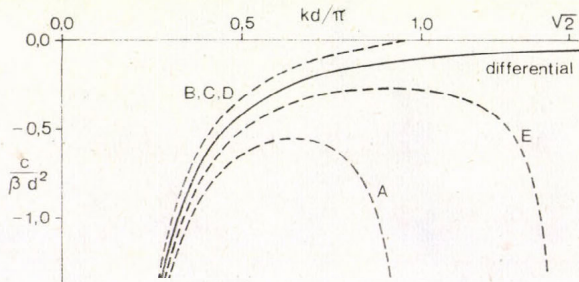


Fig. 2: Phase speeds in non-dimensional units, $c/\beta d^2$ as function of non-dimensional wave number, kd/π (Mesinger, 1979).

(14)_{A-E}. This means that we may neglect f_0^2/gH and in that case the solutions (14)_{A-E} are reduced to the solutions (7)_{A-E}. In Fig. 2, the dependence of non-dimensional phase speed $c/\beta d^2$ on the non-dimensional wave number kd/π is shown.

4. Conclusion

From Fig. 2, we see that there is almost no difference between the finite difference solutions and the analytical solution as long as the long waves are considered. This conclusion is in full agreement with the fact that the long Rossby waves are simulated on relatively fine grids ($d = 25 \cdot 10^4 \text{ m}$). When the short waves are considered, the situation is somewhat different and all lattices are not equally good and differences between the analytical and the numerical

solutions for frequencies are larger. Detailed analysis of this aspect of the problem is given in the mentioned paper by *Mesinger* (1979).

More interesting is the situation concerning the validity of the introduced definitions of the geostrophic wind on the five lattices. If we, in the solutions (14)_{A-E} omit the terms (and the term proportional to) f_0^2/gH they will be reduced to solution (7)_{A-E} which we obtain considering the quasi-geostrophic motion without divergence. Omitting these terms is equivalent to the assumption that in the initial equations (8)_{A-E} the velocity divergence is equal to zero. In this way, we conclude that the definitions of the geostrophic wind (9)_{A-E}, introduced in the first approximation in numerical treatment of the quasi-geostrophic system, are correct for all five lattices.

REFERENCES

- Arakawa, A.*, 1970: Numerical simulation of large-scale atmospheric motions. In: *Numerical solution of field problems in continuum physics*. Proc. Symp. Appl. Math., Durham, N. C., 1968. SIAM-AMS Proc., 2, 24-40.
- Arakawa, A.*, 1972: Design of the UCLA general circulation model. *Numerical simulation of weather and climate*. Dept. of Meteorology, Univ. of California, Los Angeles, Tech. Rept. 7.
- Holton, J. R.*, 1972: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York.
- Mesinger, F.*, 1979: Dependence of vorticity analogue and Rossby wave phase speed on the choice of horizontal grid. *Bull. Serbian Acad. Sci. and Arts* 64.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám. 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—Apr. 1985. Budapest

A búza termésszerkezetének változásai Magyarországon 1876 és 1977 között

ERDŐS LÁSZLÓ, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, H-1088 Budapest,
Múzeum krt. 6-8

Variations in yield of winter wheat in Hungary during the period 1876—1977. The term of yield structure—according to author—means the quantitative distribution of most important yield influencing factors. The structure of average yields is determined by the help of yield decomposition model and is given by yield equations. The time series represent the average yield data under 100 years in 12 counties of Hungary.

✱

A búza termésszerkezetének változásai Magyarországon 1876—1977 között. A szerző termésszerkezetten a termésátlagra döntően ható tényezők hatásainak mennyiségi megoszlását érti. A termésátlagok szerkezetét a termésszétbontási modell segítségével állítja elő, termés egyenletek alakjában. A búzatermés-átlagok száz évi idősorát 12 megyére dolgozta fel.

✱

Termésszerkezetten a termésátlagra döntően ható tényezők hatásainak mennyiségi megoszlását értjük. A termésátlag szerkezetét a termésszétbontási modell segítségével állítható elő, termés egyenletek alakjában. A legfontosabb termés egyenletek:

az átlagos termés

$$q = q(M) + q(A) + q(F), \quad (1)$$

az optimális termés

$$q_{\text{opt}} = q(M)_{\text{max}} + q(A) + q(F), \quad (2)$$

és

$$q = q(M) + q(A, F). \quad (3)$$

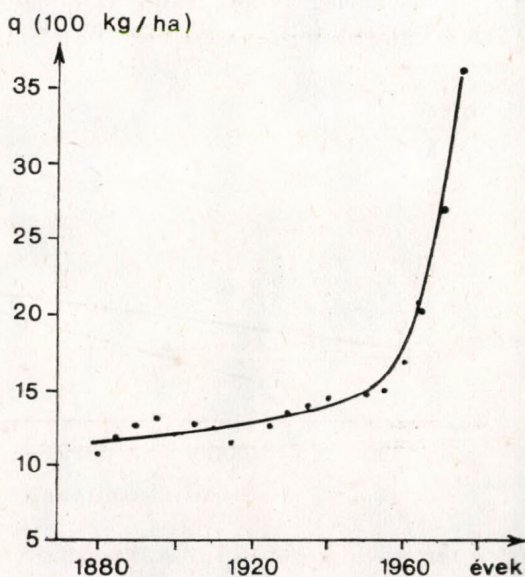
Az egyenletek jobb oldali tagjai a termés komponensek: $q(M)$ — az időjárás, $q(A)$ — az agrotechnika és $q(F)$ — a talaj hatása, speciálisan: $q(M)_{\text{max}}$ — az időjárás teljes hatása, $q(A, F)$ — a nem időjárási tényezők hatása. Az egyenleteknek van dimenzió nélküli, relatív alakja, amit úgy kapunk meg, hogy a baloldali taggal elosztjuk az egyenlet mindegyik tagját, pl. (1)-ben $q' = 1$, $q'(A) = \frac{q(A)}{q}$ stb. A vesszővel jelölt tagokat relatív hatásoknak, vagy részesedési arányoknak hívjuk.

A búzatermés-átlagok százévi (1876—1977) idősorát dolgoztuk fel 12 búzatermelő megyére. Ezek alapján a termésszerkezet idő- és térbeli változásait igen részletesen vizsgálhattuk.

A búza termésátlagai száz év alatt kerekén három és félszeresére növekedtek. A fejlődés azonban nem volt egyenletes, hanem egy hosszú, igen lassú

fejlődési szakaszt egy viharos ütemű fejlődési szakasz követett a legutóbbi évtizedekben (I. ábra). A százévi termésátlag-növekménynek több mint 80%-a a legutóbbi húsz évre esik. A termésátlag növekedési üteme napjainkig egyre gyorsul.

A termés-egyenletek abszolút és relatív alakja (tehát a termésátlag szerkezete) száz év alatt gyökeresen megváltozott (I. táblázat). A múlt században



I. ábra : A búza termésátlagai 1880—1975 között.

I. TÁBLÁZAT

A búza átlagos és optimális termésszerkezetének változása

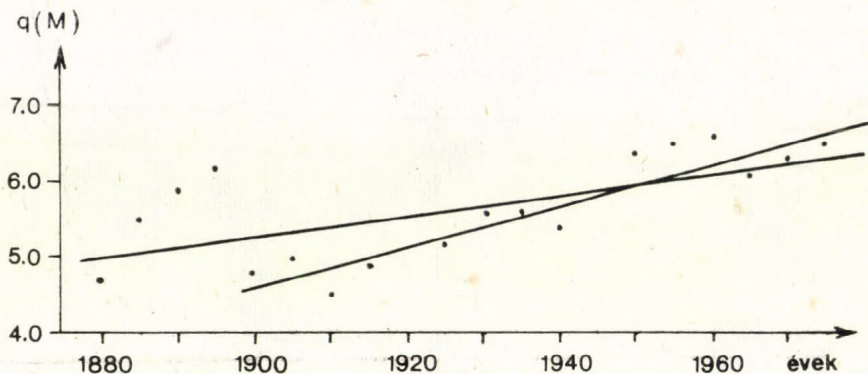
Átlagos

Év	100 kg/ha				‰		
	q	q(M)	q(A)	q(F)	q'(M) _{max}	q'(A)	q'(F)
1878—1897	12.0	5.6	0.8	5.6	466	67	467
1898—1917	12.1	4.8	1.8	5.6	395	145	463
1923—1942	13.7	5.5	2.7	5.6	400	193	409
1958—1977	25.2	6.4	13.2	5.6	254	524	222
1973—1977	36.3	6.5	24.1	5.6	179	664	154

Optimális

Év	100 kg/ha				‰		
	q _{opt}	q(M) _{max}	q(A)	q(F)	q'(M) _{max}	q'(A)	q'(F)
1878—1897	16.5	10.1	0.8	5.6	612	48	339
1898—1917	17.3	9.9	1.8	5.6	572	104	324
1923—1942	17.8	9.5	2.7	5.6	534	152	314
1958—1977	30.3	11.5	13.2	5.6	379	436	185
1973—1977	41.1	11.4	24.1	5.6	277	586	136

a természeti tényezők hatása volt a döntő, ma pedig az agrotechnikáé. Az időjárás abszolút hatása (megfelelő szóráson belül) időben kb. állandónak látszik, relatív hatása viszont határozottan csökken. Az agrotechnikai fejlődés hatása száz év alatt 30-szorosra, relatív hatása pedig 10-szeresre nőtt. A talajhatás időben állandó, részesedési aránya pedig egyharmada a száz évvel korábbiaknak. Az optimális termésátlag szerkezete nagyon hasonló, de az időjárás teljes hatása benne lényegesen nagyobb. Ma az agrotechnika részesedési aránya (58,6%) közelítőleg akkora, mint az időjárás teljes hatása száz évvel ezelőtt (61,2%), vagyis mintegy „átvette” az időjárás akkori szerepét a termésátlag-



2. ábra: Az időjárás abszolút hatásának trendfüggvényei, 1880–1975.

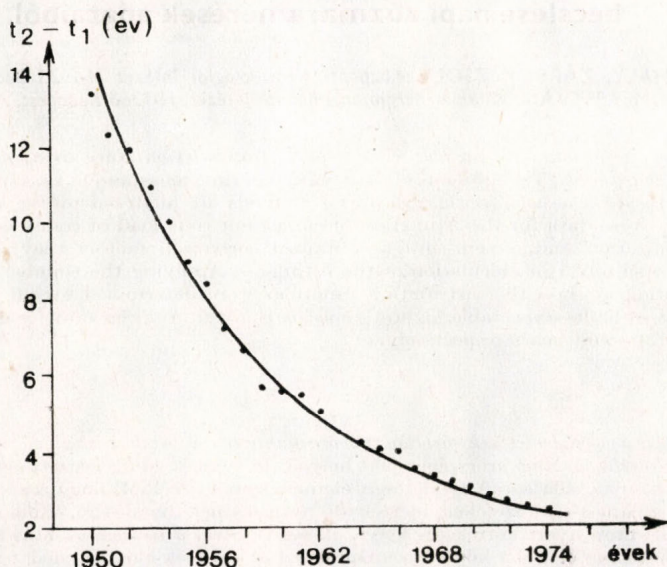
ban. A természerkezet tájtypusok szerinti változásait részben az agrotechnika, részben a talaj és az időjárás okozza.

Sokat vitatott kérdés, hogy milyen az időjárás hatás és a termelési színvonal kapcsolata. Először sikerült nagy tömegű anyag elemzéséből választ kapni erre a kérdésre. A búza termésátlagában az időjárás abszolút hatása (nagy szórás mellett) időben inkább növekedő, de egészen csekély mértékben (2. ábra). Megengedhető hibát követünk el, ha az időjárás hatását időben, hosszú távon állandónak fogadjuk el. Az időjárás teljes hatása legfeljebb nagyon kicsit függhet a termelési színvonal fejlődésétől. A relatív időjárás hatás szorosan függ a termelési színvonal fejlődésétől, és időben határozottan csökken.

Az agrotechnikai hatás abszolút $q(A)$ és relatív $q'(A)$ alakjának az időbeli fejlődése mindig egyirányú, növekedő és jó közelítéssel két lineáris szakaszra bontható (1880–1955 és 1955–75). Az első szakaszban igen lassú a fejlődés, a második szakaszban viszont viharos ütemű. A búza termésátlagok időbeli növekedése szinte kizárólag az agrotechnikai fejlődésnek tulajdonítható. Az időjárás hatása a termésátlagra a múltban és jelenleg is jelentős, de a termésátlag időbeli fejlődésében, vagyis a trend alakulásában elhanyagolható szerepet játszik, minthogy éghajlati viszonyaink a búzafajták fény-, hő- és vízigényét 100 évvel ezelőtt is kb. olyan mértékben elégtették ki, mint ma. Megfogalmazzunk és bemutassunk több, a termésátlag szerkezetét jellemző indexet: q_{\min}/q_{opt} és q_{\min}/q_{opt} a *relatív termelési biztonság indexei*, amelyeknek is használjuk, $q(A)/q(M, F)$ az *agrotechnika hatékonysági indexe*; $q(M)/q(M)_{\max}$ az *időjárás hatás szerkezeti indexe*; $q(M)/q(A)$ a *természerkezet eltolódási indexe*.

A termésátlag relatív biztonságát a $(q_{\min}/q) = q'(A, F)$ hányados fejezi ki,

amelyet *garantálható terméshányadnak* is hívunk (benne a q_{\min} a garantálható termésátlag). A múlt században a búza termésátlagának csak 50–55%-a volt a garantálható terméshányad, de napjainkban már eléri a 82%-ot. A két világháború idejében, ill. az azutáni években átmeneti visszaesések mutatkoztak. Az optimális termésátlag relatív biztonsága hasonló módon változott a száz év folyamán. A múlt században még 40%-ot sem ért el, majd nagyon lassan, de határozottan nőtt a második világháborúig. Az 50-es években létrejött átmeneti visszaesés után gyors növekedés indult meg, amely napjainkig tart. Az optimális termésátlag relatív biztonsága ma már 70% felett van.



3. ábra: Az időjárás okozta terméshiányt (termésátlag-csökkenést) kompenzáló termésátlagnövekmény létrejöttéhez szükséges idő ($t_2 - t_1$) 1950–1977 között.

Az agrotechnika hatékonysági indexe megmutatja, hogy adott termesztési feltételek mellett a termésátlag szerkezete milyen mértékig irányított. Az index alapján az alábbi következtetésekre van lehetőség: a búza termésátlagában csak 1967-ben vált az agrotechnika hatása domináns tényezővé; 1961–71 között az agrotechnika színvonala annyit fejlődött, hogy hatása éppen kompenzálta az időjárás teljes befolyását.

Az időjárás okozta terméshiány kompenzálásának ideje egyre rövidül: az 1950-es években 10 évnél hosszabb volt, de 1975 körül már csak 2,5 év (3. ábra).

Az időjárás hatás szerkezeti indexe 0–1,0 között változhat, és az átlagos értéke 0,5-re tehető. Nálunk a száz évi átlagértékek 0,5-nél nagyobbak. Ebből közvetve arra lehet következtetni, hogy az éghajlat mennyire kedvező a búza termesztéséhez.

Az eltolódási index szélsőséges (túl nagy és túl kicsi) értékei egyaránt a termésszerkezet eltolódására utalnak. Az index értéke a múlt században nagy volt, azóta folyton csökken (kb. 1963-ban volt 1,0). Az eltolódási index a jövőben már csak igen keveset változhat.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám. 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89, No. 2. March—April 1985. Budapest

Elektromos távvezetékek várható zúzmaraterhelésének becslése napi zúzmaramérések adataiból

CSOMOR MIHÁLY, ZÁRBOK ZSOLT, Központi Meteorológiai Intézet H-1525 Budapest, Pf. 38. és
KRÓMER ISTVÁN, Villamosenergiaipari Kutató Intézet, H-1368 Budapest, Pf. 233

The estimation of expectable rime-load of transmission lines using data sets of daily rime-measurements. The data sets of daily values of rime measured at six stations in Hungary during 16 years as well as the measuring methods are analysed by the authors, in order to apply these data for the estimation of competent rime-load of transmission lines. Using homogenization and experimentally obtained correction factors they produced a data set being suitable for calculation of the estimates. Applying the Gumbel I extreme value distribution method the distribution functions were determined for all the six stations, together with the expectable highest rime-loads given in kg/m unit for a repetition cycle of 50—150—500 years respectively.

✱

Elektromos távvezetékek várható zúzmaraterhelésének becslése napi zúzmaramérések adataiból. Szerzők a Magyarországon hat helyen, 16 éven át eddig végzett napi zúzmaramérések módszereit, adatsorait részletesen elemzik abból a célból, hogy a sorokat alkalmassá tegyék villamos-távvezetékek mértékadó terhelésének becslésére. Homogenizálás és tapasztalati úton nyert korrekciós tényezők segítségével a beclésszámításra alkalmas adatbázist állítottak elő. Ezt követően a Gumbel I szélsőérték-eloszlás módszerrel meghatározták mind a hat állomásra az eloszlásfüggvényeket, majd ezek segítségével az 50, 150, 500 év ismétlődéssel várható legnagyobb zúzmaraterhelések kg/m-ben kifejezett értékét.

✱

Bevezetés. A villamos energia átvitelére szolgáló vezetékhalozatok méretezésekor a megbízhatóság és gazdaságosság növelése érdekében — még a tervezés stádiumában — szükséges a véletlenszerűen előforduló zúzmara vagy más lerakódó csapadékformák okozta terhelések ismerete. Az üzembiztonság és a várható költségek — megfelelő adatbázis birtokában — valószínűségi méretezési módszerekkel becsülhetők. A beclésekhez azonban az eddigi különféle mérési módszerekkel nyert heterogén adatsorok közvetlenül nem használhatók, viszont a mértékadó zúzmaraterhelés tervezésekhez felhasználható jellemzőszámaina a népgazdaság egyre sürgetőbbben igényt tart. Ezért szerzők a meglévő adatsorokat részletes elemzésnek vetették alá, majd homogenizálás és korrekciós tényezők meghatározása segítségével a beclésszámításokra alkalmas adatbázist állítottak elő.

A zúzmara a tél folyamán rendszertelenül előforduló ún. mikrocspadék, azaz nem a felhőkből aláhulló, hanem a földfelszín tereptárgyain képződő kicsapódás. Előfordulása meghatározott időjárási folyamathoz kötött és szoros kapcsolatban áll a terep domborzatával. A zúzmara képződése szempontjából jelentős enyhe, vízgőzben gazdag légtömegek Magyarországon, télen, elsősorban délkeleti, déli és délnyugati irányból érkeznek. Az ezekkel az irányok-

kal szemben fekvő lejtőkön a legnagyobb a zúzmaraképződés, így pl. a Mecsek délies lejtői, a Dráva – Mura partot kísérő teraszperem, a Bakony, a Vértes, a Dunazug hegység, valamint a Mátra és a Bükk ezen irányokba eső inflexiós pontjai a legveszélyesebbek zúzmaraterhelés szempontjából. Fokozott a zúzmarásodás a délre nyúló, felfelé összeszűkülő völgyekben is. Az igen erős zúzmaraképződés a 200–300 m tengerszint feletti magasságon kezdődik, ez a szint a téli félévben gyakori, alacsony szintű felhők alapjának magassága.

A hulló csapadékból (ónos eső, tapadó hó) keletkező lerakódások ritkábban idéznek elő jelentős terhelést, helyileg bárhol előfordulhatnak, ezért ezek várható nagysága nem is becsülhető. A felhőből kicsapódó zúzmarából viszont kisebb területen katasztrófális terhelések keletkezhetnek. Ebben az esetben a terhelések becslésére több támpont adódik. Így pl. a távvezetékek üzemzavaráról szóló jelentések alapján, vagy az időjárási helyzet (léghőmérséklet-, légnedvesség- és széladatok) ismeretében becsülhetjük meg a bekövetkezett zúzmarateher nagyságát.

A zúzmarásodás éghajlati feltételeit tanulmányozva megállapítható, hogy a jelenség a mezo- és mikroklimatológia tárgykörébe sorolható. Valamely távvezeték méretezéséhez tehát a tervezett nyomvonalon érintett mezo- és mikroklímákra a mértékadó zúzmaraterhelés jellemzőszámaikat kellene ismernünk, ill. meghatároznunk, ami több okból nem egyszerű. Először: a zúzmaraterhelésre vonatkozóan csak a leghátrányosabb mikroklímájú területekre vannak adatok, ezek érvényességének más, ill. nagyobb területekre történő kiterjesztése a túlméretezés s egyúttal a gazdaságtalanság veszélyét hozná magával. Másodszor: a zúzmarásodás felmérése szempontjából nézve az ország területén eddig viszonylag kevés helyen mért, de statisztikailag jól kezelhető adatok – az alkalmazott mérési módszer következtében – távvezetékterhelések kiszámítására közvetlenül nem használhatók. Harmadszor: az üzemzavart okozó nagy terhelések idején történt számos mérés pedig rendszertelensége miatt statisztikailag nehezen kezelhető.

A távvezetékekben előforduló zúzmaraterheléseket hazánkban kb. 50 év óta figyelik meg.

Az első részletes jelentést a Magyar Dunántúli Villamosági Rt. készítette az 1932. évi kivételesen nagy zúzmaráról. Azóta többször is alakultak ki hasonló, jelentős üzemzavarokat okozó zúzmarásodások, amelyek ismételt felvetették a várható terhelések becslésének szükségességét.

A villamoshálózatok üzemeltetésével foglalkozó szakemberek módszeres megfigyeléseinek eredményeként, a leginkább veszélyeztetett Közép-Bakony és a Balaton-felvidék területére több mint 30 évről van zúzmara adatsorunk, az ország más területeire nincsenek hosszabb adatsorok.

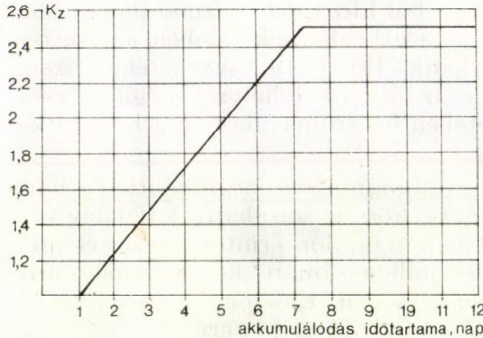
A távvezetékekre lerakódó zúzmara tömegére világszerte kevés az adat. Az erősen veszélyeztetett területeken a helyi körülmények tisztázására mérések céljára vezetékszakaszokat létesítettek.

Mivel a mértékadó zúzmaraterhelés becsléséhez sok évi adatsorra van szükség, de birtokunkban csak a közvetlenül nem használható napi zúzmara adatsor van, olyan eljárást dolgoztunk ki, amelynek alkalmazásával lehetővé válik a vezetékekre lerakódó zúzmara tömegének becslése meteorológiai állomásokon mért napi zúzmara-adatokból.

Megjegyezzük még, hogy emellett megkezdődött már a távvezetékek zúzmaraterhelésének közvetlen mérésére alkalmas mérőhálózat kiépítése is (kitéti állomások).

1. A meteorológiai állomásokon végzett zúzmaramérések módszerei

A magyar meteorológiai szolgálatban hálózatszerűen az 1968/69. év tele óta a talaj felett 2 m magasságban, 14 mm átmérőjű sodronyokon folyik rendszeres zúzmaramérés (1. ábra). A felfogó-vezeték 1 m hosszú, és belőlük kettő az észak–déli, kettő pedig a kelet–nyugati irányokra áll merőlegesen. A zúzmaramaralakerakódás tömegét leolvasztva, minden reggel 7 órakor mérik az északi és keleti irányba néző sodronyokon. A déli és a nyugati irányokba néző sodronyokon a lerakódás tömegét akkor határozzák meg, amikor a mérés előtti



1. ábra : A K_z korrekciós tényező változása a zúzmara-felhalmozódás időtartamának függvényében

utolsó két órában már nem képződött újabb lerakódás, azaz a képződési fázis maximuma után.

1977/78 tele óta a lerakódásoknak a tereptárgyokról történő lehullásának időpontját is feljegyzik. A korábbi évekre a lehullás időpontja csak közvetett eljárással, az egyéb időjárási adatok alapján határozható meg.

Az adatok és a megfigyelés körülményeinek elemzése után az ország hegy-, domb- és síkvidéki területéről két-két, összesen 6 állomást választottunk ki, amelyeknek 1967/68–1982/83 közötti időszakban végzett 16 évi megfigyelési anyagát dolgoztuk fel. Az állomások és tengerszint feletti magasságuk:

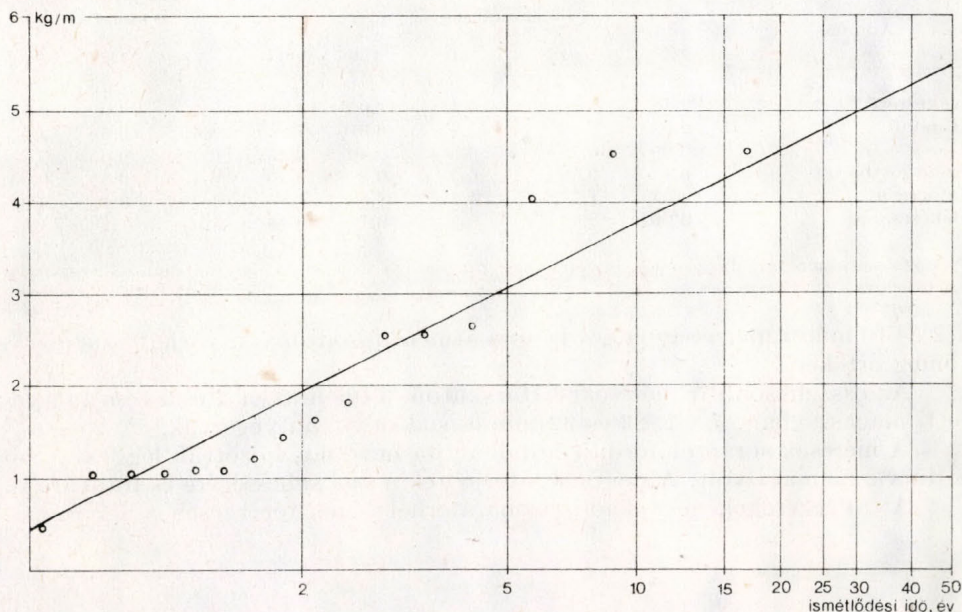
Hegyvidék		Dombvidék		Síkvidék	
Kékestető	1015 m	Pécs-repülőtér	261 m	Debrecen-repülőtér	110 m
Hárskút	500 m	Szentgotthárd-Farkasfa	312 m	Békéscsaba-Obsz.	88 m

Az észlelési anyag az észlelés módszerében időközben bekövetkezett változások miatt nem volt homogén. A 16 év során ugyanis a mérések kezdetben 5 és 14 mm-es, majd az 1981–82-es téltől egységesen 31 mm-es vezetékeken folytak. Az 5–31 és a 14–31 mm-es sodronyokon egyidejűleg végzett mérések alapján az anyagot homogenizáltuk, a mért tömegeket egységesen a 14 mm-es vezetékre vonatkoztattuk.

2. A távvezeték-sodronyokon képződő zúzmara tömegének becslése

A távvezetékek zúzmarterhelése szempontjából az egy teljes zúzmarasodási ciklusban – a képződés kezdetétől annak a lehullásáig – akkumulálódott

zúzmara mennyiség ismeretére van szükség. Az akkumulált tömeget akár a napi mérések, akár a cikluson belüli képződési fázisok végén mért maximumadatok összeadásával képezzük, a ténylegesen várható terheléseket – a ciklus hosszától függő mértékben – alábecsüljük. Egy-egy lerakódási ciklusban ugyanis – a lehullás előtt – több képződési és fennmaradási fázis követi egymást. Mivel minden képződési fázis végén megmérjük a bevonatot és csupasz sodronyt teszünk ki helyette, belátható, hogy a valóságban a már korábban lerakódott bevonatra történő újabb lerakódás eleve nagyobb vastagságról



2. ábra: A zúsmarterhelés évi legnagyobb értékeinek eloszlásfüggvénye a 14 mm átmérőjű vezetéken, 2 m magasságban. Hárskút, 1967/68 – 1982/83

indul, ezért több. A valóságos viszonyok csak az akkumulált vastagság mérésével közelíthetők.

A ciklus hossza és a lerakódó tömeg közötti összefüggés vizsgálatára a Csehszlovákiában, Brnóban működő Energetikai Kutató Intézet (EGU) mintegy 50 évi méréseredményei adtak lehetőséget. Ott ugyanis megtalálható volt mind a vezetékeken akkumulálódott zúsmaratömeg mérési adatsora, mind pedig a magyarországihoz hasonló módon mért napi zúsmaramérések adatsora. Ebből az anyagból előállítottuk a fázisvégi mérések átlagára alkalmazandó, a lerakódási ciklus hosszától függő korrekciós tényezőt. Ezt az empirikus úton nyert korrekciós tényezőt az akkumulálódás időtartama függvényében az 1. ábrán tüntettük fel. Az egy ciklusban leolvasztással nyert napi és/vagy fázisvégi mérések összegét a K_z tényezővel beszorozva nyerjük a természetes körülmények között lerakódott legnagyobb tömeg becsült értékét.

Az ily módon nyert évi legnagyobb zúsmaralerakódásokat a Gumbel I. szélsőérték-eloszlás módszerrel dolgoztuk föl mind a hat állomásra. Példaként a hárskúti adatsorból kapott eloszlásfüggvényt mutatjuk be a 2. ábrán.

Az átlagértékeket és a relatív szórásokat az I. táblázat tartalmazza. Látható, hogy síkvidéki, alacsony tengerszint feletti magasságon fekvő állomásokon tapasztalt szórás lényegesen meghaladja a hegy- és dombvidéki értékeket. Ugyancsak az I. táblázatban mutatjuk be a hat állomásra az eloszlásfüggvények segítségével meghatározott 50, 150 és 500 évenkénti ismétlődéssel

I. TÁBLÁZAT

Az évi átlagos legnagyobb zúzmaratömeg (Z , kg m^{-1}), ennek szórása, (σ_z/\bar{Z}), a 14 mm átmérőjű sodronyon 2 méter talaj feletti magasságban, valamint az 50, 150, 500 év ismétlődéssel várható legnagyobb zúzmaratömeg (kg m^{-1}) 2 és 10 méter magasságban

Állomás	2 méteren			10 méteren				
	\bar{Z}	σ_z/\bar{Z}	50	150	500 ← év → 50	150	500	
Kékestető*	2,78	0,96	9,7	12,05	14,5	9,7	12,0	14,5
Hárskút	2,05	0,63	5,4	6,6	7,8	8,6	10,6	12,5
Pécs	0,097	0,78	0,3	0,40	0,45	0,5	0,65	0,7
Szentgotthárd	0,1	0,56	0,25	0,3	0,35	0,4	0,5	0,55
Debrecen	0,21	1,77	1,2	1,5	1,85	1,9	2,4	3,0
Békéscsaba	0,091	2,09	0,6	0,75	0,95	1,0	1,2	1,5

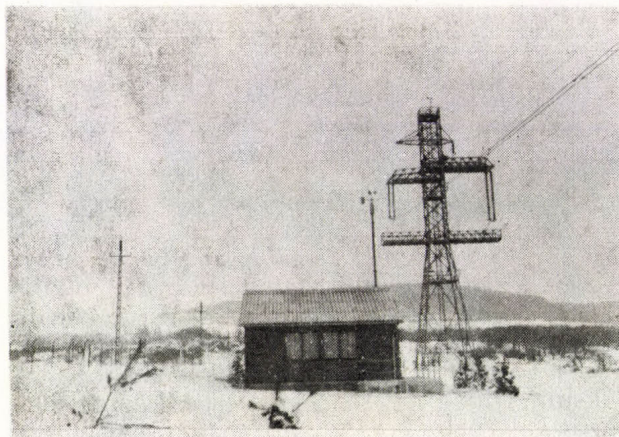
* A zúzmaramérő elhelyezésének egyenértékű magassága kb. 10 m, így itt nem volt szükség korrekcióra.

a 2 és 10 méter magasságban, a 14 mm átmérőjű sodronyon várható zúzmaratömeg értékeit.

Az összehasonlító méréseket Hárskúton, 3 télen át, a 2 és a 6 m talajfeletti magasságban, 5, 14, 23 és 32 mm-es sodronyokon végeztük.

A mérések során előfordult mindenfajta bevonat, közöttük leggyakoribb a durva zúzmara volt. A mérések kiterjedtek a szél sebességére és irányára is.

A távvezetékek mértékadó zúzmaraterhelésének tervezéséhez a 2 m ma-

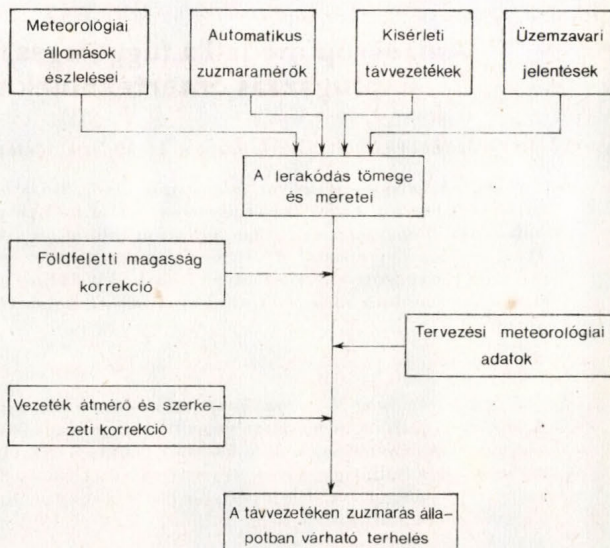


Távvezetékvizsgáló és zúzmarakutató állomás Hárskúton. Fotó: Csomor

gasságra meghatározott adatokat 10 m magasságra számítottuk át. Az átszámítást magassági korrekcióval végeztük. A korrekciós tényezőt az Észak-dunántúli Áramszolgáltató Vállalat Veszprémi Üzemigazgatósága által szolgáltatott adatok és a hárskúti statisztika alapján határoztuk meg $K_{zh} = 1,6$ értékben. Értéke jól egyezik azokkal a rövidebb időtartamú összehasonlító mérésekkel, amelyeket a magyar szolgálat korábban végzett.

3. A különböző zúzmaramegfigyeléseket egységesítő feldolgozás rendszere

Vizsgálatunk tanulsága szerint a távvezetéseket veszélyeztető zúzmara-terhelés a különböző technikával és módszerekkel mért adatokból egységes feldolgozás útján meghatározható. Az egységesített feldolgozó rendszer sémáját a 3. ábrán mutatjuk be.



3. ábra: A különböző eszközökkel és módszerekkel mért zúzmaramegfigyeléseket egységesítő – a mértékadó zúzmara-terhelés meghatározására alkalmas – feldolgozás rendszere

Az összegyűlt tapasztalatok alapján készíthető módszertani előírásokkal együtt, bármely észlelőhely adatsora – a hely sajátosságainak figyelembevételével – e rendszerbe illeszthető.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám. 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—April 1985. Budapest

Anizotróp modell a függőleges felületekre jutó napsugárzás óraértékeinek számítására

NGUYEN HUONG DIEN, Központi Légekőfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.

An anisotropic model for calculating hourly sums of solar radiation on vertical surfaces.
In this paper an empirical study was performed to obtain a new model for calculating individual hourly sums of solar radiation falling on vertical surfaces from horizontal data. The procedure consists of correcting statistically the isotropic model by taking into account the anisotropic character of both sky diffuse and ground reflected solar radiation. Based on the data measured at Budapest-Lőrinc station simple correction functions were obtained.

✱

Anizotróp modell a függőleges felületekre jutó napsugárzás óraértékeinek számítására.
A szerző empirikus vizsgálatot végzett a függőleges felületekre jutó napsugárzás óraértékei új számítási modelljének kifejlesztése céljából. Az eljárás az izotróp modell statisztikai korrekciójából áll, figyelembe véve az égbolt által szórt és a talaj által visszavert sugárzás anizotróp jellegét. A Budapest-Lőrinc állomáson mért adatokból egyszerű korrekciós függvényeket határozott meg.

✱

1. Bevezetés. A napenergia hasznosításával kapcsolatos kérdések többségének megválaszolása nehezen mérhető sugárzási adatok ismeretét igényli. A meteorológiai állomásokon általában csak a vízszintes felszínre érkező sugárzást mérik. Sok feladatban viszont, pl. a napenergiát hasznosító berendezések tervezésében tetszőleges irányba néző, tetszőleges lejtésszögű felületekre jutó össz-sugárzást kell a vízszintes felszín adataiból kiszámítanunk. Ehhez nem elegendő a hosszú időszakra vonatkozó átlagértékek becslése, pillanatnyi, vagy legalábbis rövid időtartamra átlagolt összegek szükségesek.

A Központi Légekőfizikai Intézetben 1969–1976 között a négy fő égtáj irányába néző függőleges felületre jutó napsugárzás óraértékeit mérték. Ebből az adatsorból számítási formulát dolgoztunk ki, amelynek segítségével a vízszintes felületekre vonatkozó adatokból a különböző irányítottságú falakra jutó napsugárzás óraértékei meghatározhatók.

2. Irodalmi áttekintés

Évek óta számos kutató publikált különböző empirikus, félempirikus vagy analitikus modelleket, amelyekkel a lejtőre jutó napsugárzás értékei bizonyos pontossággal meghatározhatók. Néhány modell speciális esetekben érvényes, pl. derült napokon (*Parmelee*, 1954; *Spencer*, 1965; *Temps* és *Coulson*, 1977; *Threlkeld*, 1962), vagy hosszú időre vonatkozó átlagos értékekre, ill. összegekre korlátozódik (*Iqbal*, 1978; *Klein*, 1977; *Page*, 1961). Más modellek

teljesen empirikusak. A szerzők a lejtőre jutó napsugárzás értékeit statisztikus alapon kapcsolták hozzá más meteorológiai paraméterekhez, nevezetesen relatív napfénytartamhoz, a levegőben levő aeroszol-részecskék tömegkoncentrációjához (Takács, 1979; 1981 a, b; 1982), vagy csillagászati paraméterekhez, pl. a felületre jutó napsugár beesési szögéhez, a napmagassághoz (Spencer, 1965; Takács, 1981 a, b, c).

A legközismertebb analitikus modell az izotróp modell. Ebben feltételezzük, hogy az égbolt által szórt és a talaj által visszavert sugárzás izotróp. A levezetéssel nyert formula megadja a tetszőleges irányú lejtőre érkező napsugárzást a horizontálisra jutó sugárzás pillanatnyi adataiból:

$$\frac{\partial G_a}{\partial t} = R_b \frac{\partial I_H}{\partial t} + \frac{\partial D_H}{\partial t} \cdot \frac{1 + \cos \alpha}{2} + \frac{\partial G_H}{\partial t} \cdot \varrho \cdot \frac{1 - \cos \alpha}{2}, \quad (1)$$

ahol $\frac{\partial G_a}{\partial t}$ – a lejtő felületére érkező globálsugárzás,

$\frac{\partial I_H}{\partial t}$, $\frac{\partial D_H}{\partial t}$, $\frac{\partial G_H}{\partial t}$ – a vízszintes felületre érkező közvetlen, szórt és globálsugárzás,

ϱ – a talaj albedója a vizsgált időpillanatban,

α – a felület lejtőszöge,

i – a lejtőre érkező napsugár beesési szöge,

h – napmagasság,

$R_b = \frac{\partial I_H / \partial t}{\partial I_a / \partial t} = \frac{|\cos i| + \cos i}{2 \sin h}$ – a belépő direkt sugárzás arányosági tényezője (a lejtőre és a vízszintesre jutó direkt napsugárzás aránya).

Az (1) egyenlet jobb oldalán levő mennyiségek időbeli változása bonyolult. Emiatt az egyenlet csak akkor integrálható, ha a légkör átbecsátása nem változik az idővel. Ezért közelítő számításként néhány kutató elfogadta az izotróp modellt az átlagos mennyiségek kiszámítására. így a következő egyenletet kapjuk:

$$G_a = I_H R_b + D_H \frac{1 + \cos \alpha}{2} + G_H \varrho \frac{1 - \cos \alpha}{2}, \quad (2)$$

G_a , I_H , R_b , D_H , G_H és ϱ rövid időre átlagolt mennyiségek.

1960-ban Liu és Jordan empirikus kapcsolatot állított fel a D_H/G_H arány és a relatív globálsugárzás (K_T) között, amellyel becsülhető a vízszintes felületre jutó szórt sugárzás (D_H) a globálsugárzásból (G_H), és az izotróp modell alapján kiszámítható a lejtőre jutó napsugárzás (G_a) a vízszintes globálsugárzásból. Liu és Jordan módszerével különböző összefüggéseket kerestek D_H és G_H között (Collares-Pereira és Rabl, 1978; Page, 1961; Tuller, 1976), amelyek azonban nincsenek összhangban egymással, Smietana et al. (1984) szerint ezért nem is lehetnek pontosak. A mért adatok hiánya miatt az izotróp modellt általánosan elfogadják és alkalmazzák (Iqbal, 1978; Klein, 1977).

A szórt és a talaj által visszavert sugárzásnak izotróp közelítése azonban a valóságnak nem teljesen megfelelő. A szórt sugárzásnak ugyanis maximuma van a Nap közvetlen közelében levő égboltrészen, és gyenge növekedés figyelhető meg a horizont-közeli égboltrészen is, minimuma van a Nap vertikálisának síkjában, 90°-ra a Nap irányától.

Threlkeld (1962), valamint Temps és Coulson (1977) derült napokra kü-

lönböző anizotróp modelleket publikált. Noha a Klucher (1979), Bugler (1977), Hay (lásd Ma és Iqbal, 1983), Puri et al. (1980) által javasolt általános anizotróp modellekben már figyelembe vették a szórt sugárzás anizotróp jellegét, de a talaj által visszavert sugárzásnak ilyen tulajdonságát nem.

3. Analízis-módszer

Eljárásunk lényege az izotróp modell megjavításában áll. Kiindulásul térjünk vissza a (2) egyenlethez. Kondratyev (1977) kimutatta, hogy az egyenlet jobb oldalán lévő első tag elég jól megegyezik a mért adatokkal, ha rövid időszakokra átlagolt értékekkel dolgozunk. Nyilvánvaló, hogy minél rövidebb az átlagolási időtartam, annál jobb az egyezés. Emiatt jelen dolgozatban a nap-sugárzás óraértékeit használjuk a (2) egyenlet jobb oldalán levő második és harmadik tagja korrekciójának megállapítására. A javító tényező az i , h , ρ és K_T függvénye lesz, ahol

$$K_T = \frac{G_H}{G_0} = \frac{G_H}{I_{sc} \sin h}$$

I_{sc} – a napállandó.

A függőleges felületek esetében ($\alpha = 90^\circ$), az „izotróp egyenlet” a következő formában írható:

$$D_v = G_v - I_v = \frac{1}{2} D_H + \frac{1}{2} \rho G_H, \quad (3)$$

ahol D_v a vertikális felületre jutó szórt, G_v a globál és I_v a direkt sugárzás. Az egyenlet átrendezése után kapjuk:

$$\frac{D_v - \frac{1}{2} \rho G_H}{\frac{1}{2} D_H} = 1. \quad (4)$$

Statisztikusan keresünk egy javító függvényt a következő formában:

$$\frac{D_v - \frac{1}{2} \rho G_H}{\frac{1}{2} D_H} = f(\cos i, K_T, \rho, \sin h), \quad (5)$$

ahol minden mennyiség valamely órákőzre vonatkozik. A $\cos i$ és $\sin h$ óra-értékeit az órákőz közepén vettük fel. Az albedótól való függést a talaj által visszavert sugárzás anizotróp jellege okozza, a $\cos i$ -től és a $\sin h$ -től való függést az égbolt által szórt sugárzás anizotróp jellege okozza. A K_T -től való függést az a tény magyarázza, hogy a légkör átbecsátása változik az idő folyamán.

A javító függvényt a legkisebb négyzetek módszerével határoztuk meg.

4. Felhasznált adatok és mérési módszer

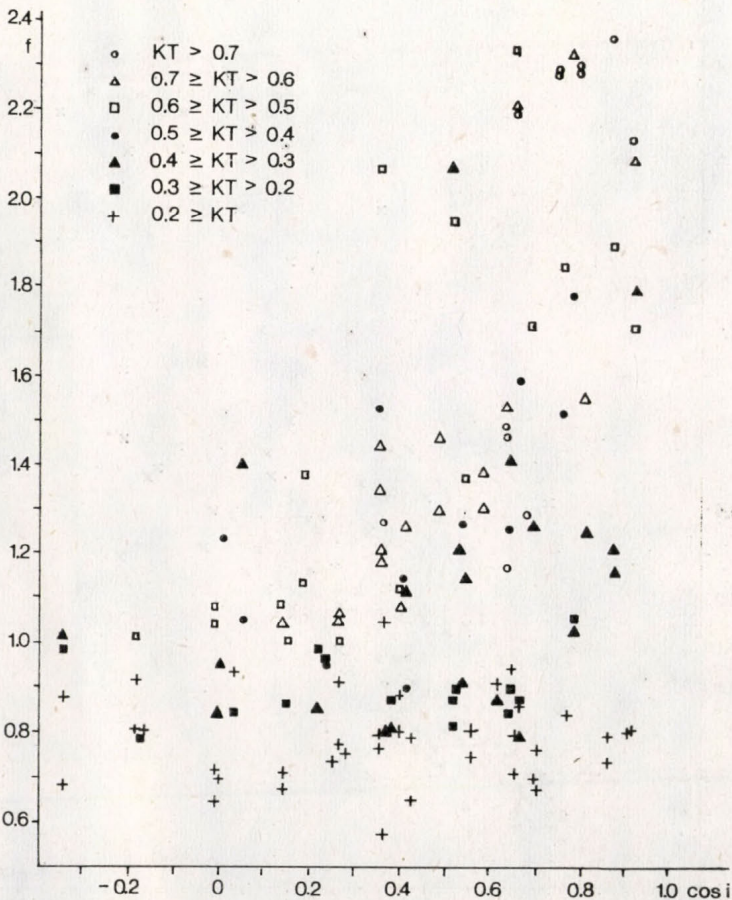
A D_v , G_H , D_H , ρ adatokat Budapest-Lőrinc állomáson ($\varphi = 47^\circ 26' N$) óránként mérték Kipp-Zonen piranométerekkel.

A dolgozatban nem foglalkozunk az északi irányítású függőleges felületre jutó sugárzással.

A déli falra vonatkozó adatok sorozatát az 1969. január, március, június és december 17 tipikus napja alkotja; közülük 3 nap havas ($\rho > 50\%$), 13 nap hómentes ($\rho \leq 30\%$) volt. A keleti és nyugati falakra vonatkozó adatok sorozatát január, március, június és december 33 tipikus napja adja; közülük 9 nap volt havas. Az égbolt derültsége különböző volt: néhány nap teljesen derült, néhány teljesen borult és néhány változóan felhős volt. A piranométereket a „Nemzetközi Pirheliometrikus Skála” szerint hitelesítették. Két piranométer mérte a horizontális globál és szórt sugárzást. A függőleges felületre jutó szórt sugárzást mérő piranométer 2 m magas állványon állt, és óraszerkezet segítségével mozgatott árnyékoló koronggal volt felszerelve.

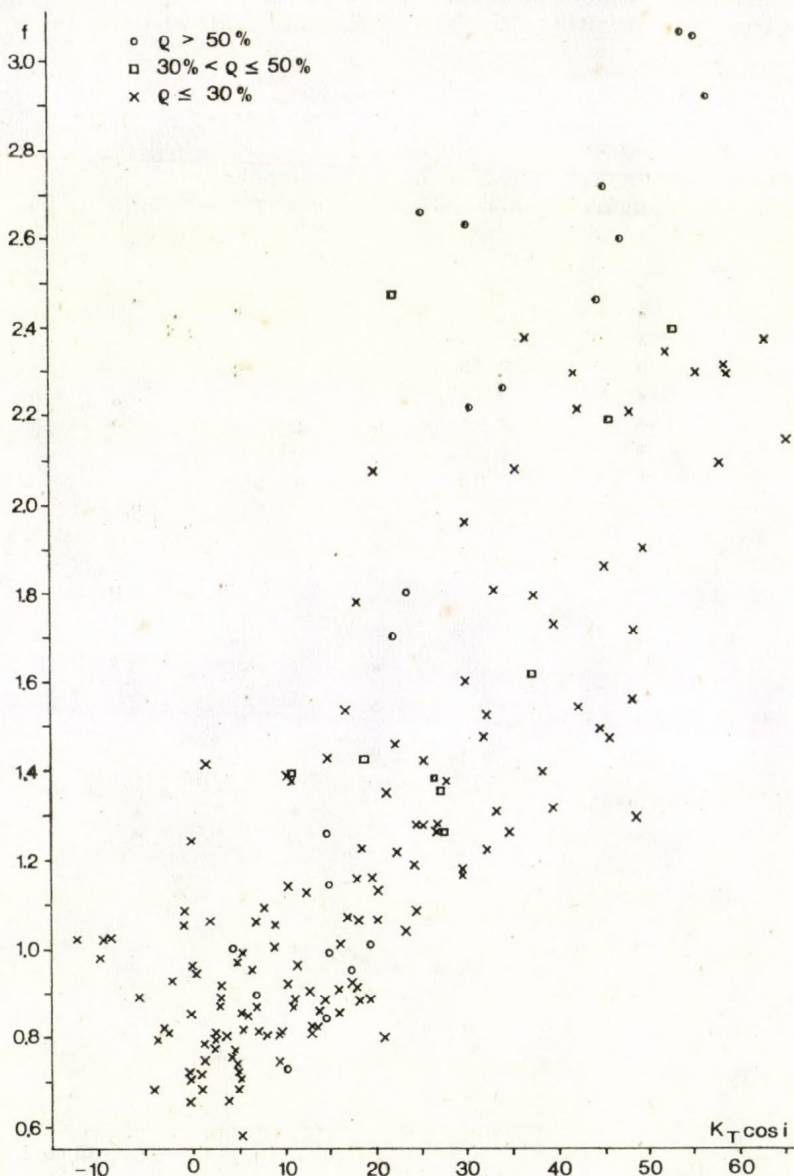
5. Eredmények

5.1. *Déli függőleges felületen.* Először az $f = (D_{vs} - 1/2\rho G_H)/(1/2D_H)$ hányadosnak $\cos i$ -től való függését vizsgáltuk hómentes napokra (D_{vs} a déli függőleges felületre jutó szórt sugárzás óraértéke), amelyet az 1. ábrán mutatunk be. Itt K_T -t



1. ábra: Az f arány változása $\cos i$ függvényében, hómentes esetben ($\rho \leq 30\%$) és K_T különböző értékintervallumaiban

paraméternek tekintettük. Megállapíthatjuk, hogy a függés nem lineáris, továbbá minél derültebb az idő (K_T értéke nagy), annál nagyobb a hányados értéke. Következő lépésként a $K_T \cos i$ szorzattól való függését kerestük, amelyre vonatkozólag a 2. ábrát mutatjuk be. A körök a havas napokon ($\rho > 50\%$) mért adatoknak, a négyzetek pedig a közepes felszíni albedójú felületnek ($30\% < \rho \leq 50\%$) felelnek meg. A függés itt sem lineáris, és a felszíni albedó hatása akkor nagyobb, amikor a $K_T \cos i$ szorzat értéke nagy.

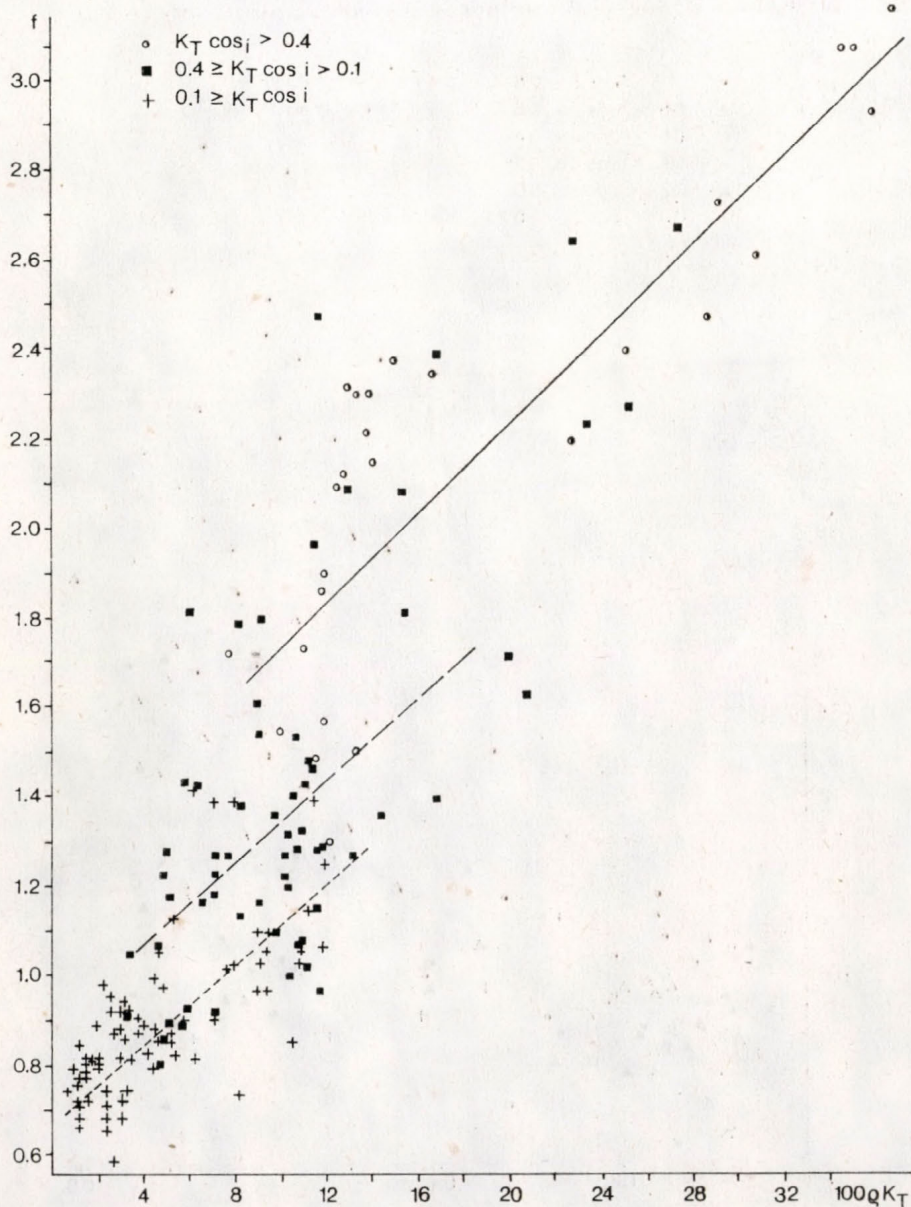


2. ábra: Az f arány változása a $K_T \cos i$ szorzat függvényében

A 3. ábrán az f aránynek a K_T -tól való függését tanulmányoztuk, a $K_T \cos i$ szorzatot paraméternek tekintve.

Az ábrából leszűrhető törvényszerűségek alapján a javító függvényt a következő formában kerestük:

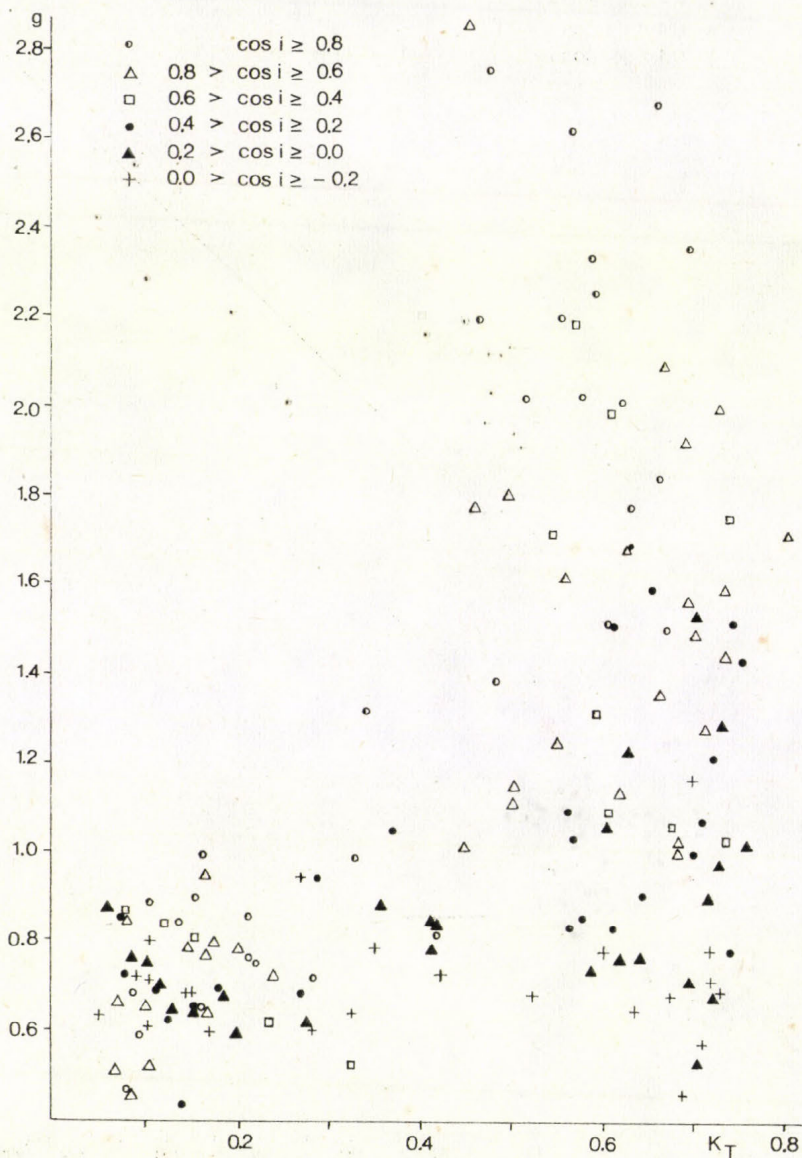
$$f = a_0 + a_1 \varrho K_T + a_2 (K_T \cos i)^2. \quad (6)$$



3. ábra: Az f arány függése K_T -tól, $K_T \cos i$ különböző értékintervallumaiban

Számításaink során nem vettük figyelembe az egyes napok első és utolsó órákőzében mért értékeket, mivel ezek az alacsony értékek nagy hibákat okozhatnak.

Az a_0 , a_1 , a_2 együtthatók értékeit, valamint a korrelációs koefficienseket három albedótartományra vonatkozóan az I. táblázatban adjuk meg. Az I. táb-



4. ábra : A g arány változása a K_T függvényében, hómentes esetben ($\rho \leq 30\%$) és $\cos i$ különböző értékintervallumaiban

I. TÁBLÁZAT

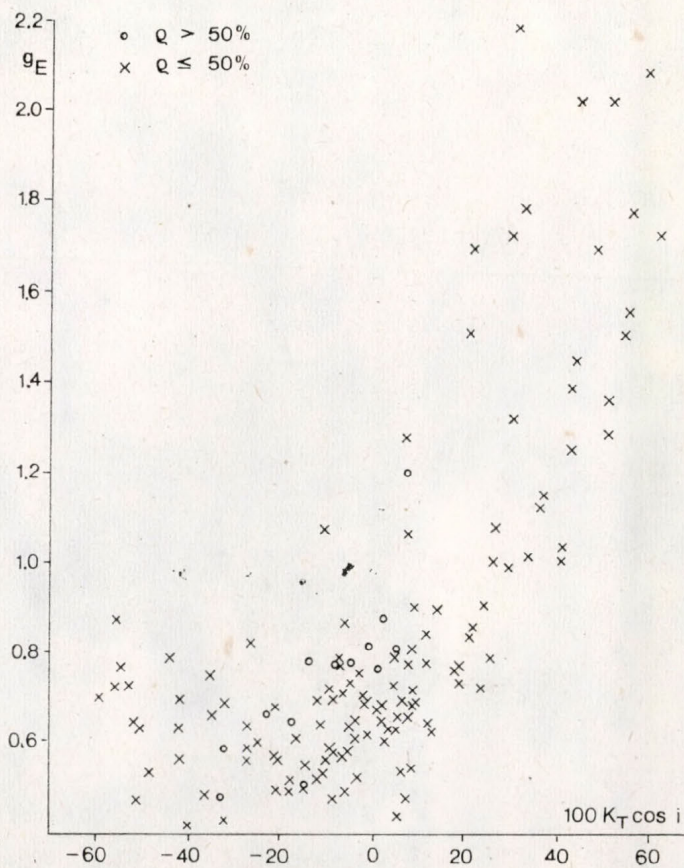
A (6) egyenlet konstansai, korrelációs együtthatója (r) és esetek száma (n)

Albedó	a_0	a_1	a_2	r	n
$0\% < \varrho \leq 30\%$	0,6708	5,1922	2,3887	0,9035	136
$0\% < \varrho < 50\%$	0,7050	4,6589	2,4410	0,8867	145
$0\% < \varrho < 100\%$	0,6832	4,9102	2,3687	0,9211	168

lázat utolsó sora a legáltalánosabb esetre vonatkozik, amely tartalmazza a másik két esetet. Innen a következő összefüggést kaptuk:

$$D_{vs} = \frac{1}{2} \varrho G_H + \frac{1}{2} D_H(0,6832 + 0,4910 \varrho K_T + 2,3678 K_T^2 \cos^2 i). \quad (7)$$

Ezzel a formulával kiszámíthatók a déli függőleges felületre jutó szórt napsugárzás óraértékei. A korreláció szoros, az együttható értéke $r \approx 0,92$. A globálsugárzás egyedi óraértékeit is kiszámíthatjuk az I_{HR_b} tag hozzáadásával. Így a következő összefüggésre jutunk:

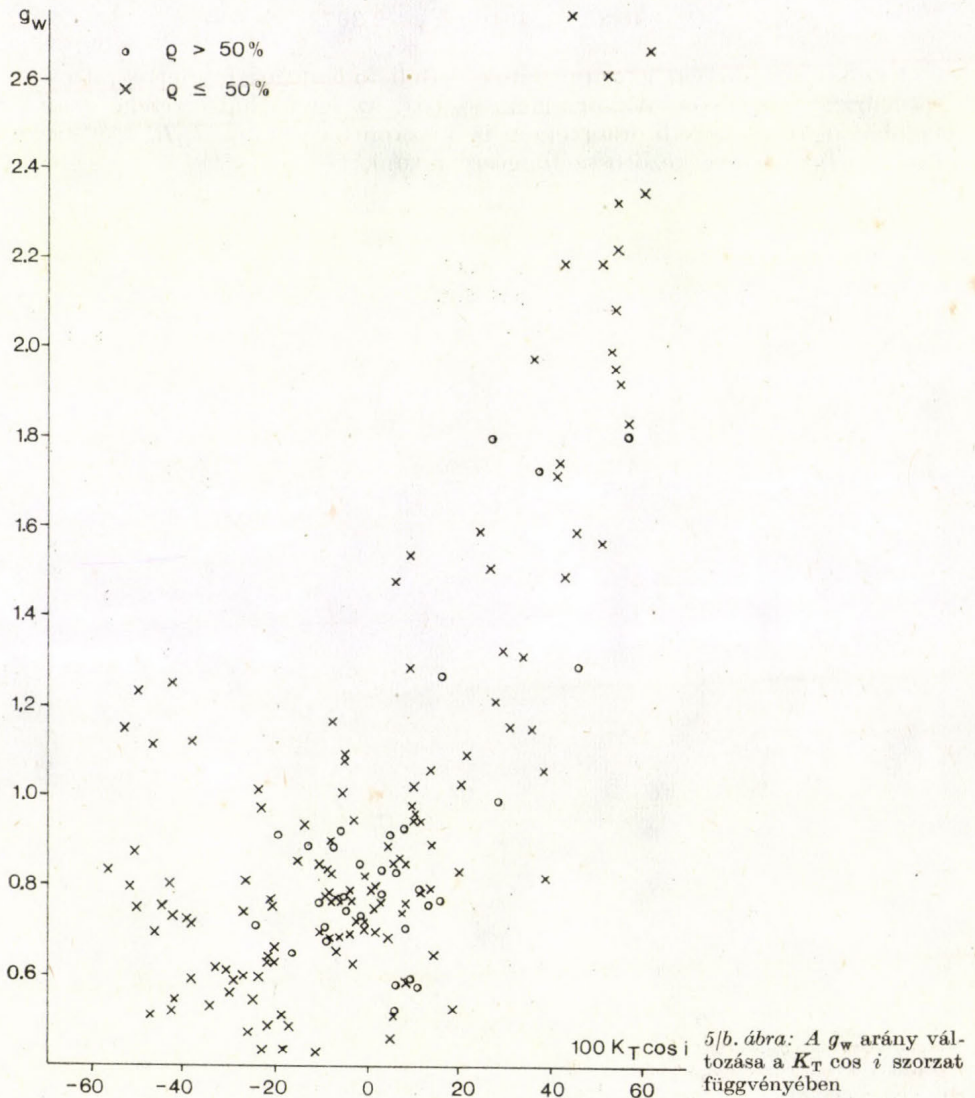


5/a., ábra: A g_E arány változása a $K_T \cos i$ szorzat függvényében

$$G_{vs} = (G_H - D_H) \frac{|\cos i| + \cos i}{2 \sin h} + \frac{1}{2} \rho G_H + \frac{1}{2} D_H (0,6832 + 0,4910 \rho K_T + 2,3687 K_T^2 \cos^2 i). \quad (8)$$

5.2. Keleti és nyugati függőleges felületen. A 4. ábrán mutatjuk be a $(D_{VE,W} - 1/2 \rho G_H) / (1/2 D_H) = g$ hányadosnak K_T -től való függését hőmentes esetben, paraméternek tekintve $\cos i$ -t.

A következő lépésben pedig kerestük a g hányadosnak a $K_T \cos i$ szorzattól való függését, amelyet az 5a) és b) ábrákon szemléltetünk keleti g_E ,



illetve nyugati fal g_W esetén. A körök a havas óráközöknek ($\varrho > 50\%$) felelnek meg. Látható, hogy a hányadosok alig függnek az albedótól, vagyis ez a függés elhanyagolható.

Az 5. ábrán levő pontok eloszlása alapján a javító függvényt a következő formában kerestük:

$$g = b_0 + b_1 K_T \cos i + b_2 (K_T \cos i)^2. \quad (9)$$

Ebben az esetben sem vettük számításba a napok első és utolsó óráközébe mért adatokat. Az együtthatókat és a korrelációs koefficienseket a keleti, nyugati irányítású felületek esetén, valamint a kettő együttesére, szintén három albedótartományra, a II. táblázatban tüntettük fel. Figyelemre méltó, hogy nincs észlelhető különbség a keleti és a nyugati falra vonatkozó javító függvények formái között. Ezért mindkét fal számára egyetlen formulát adunk meg:

II. TÁBLÁZAT

A (9) egyenlet konstansai, korrelációs együtthatója (r) és esetek száma (n)

A függőleges felület irányítása	Albedó	b_0	b_1	b_2	r	n
Keleti	$\varrho \leq 50\%$	0,7518	0,9910	2,8776	0,7917	148
	$\varrho > 50\%$	0,7851	0,9236	1,9406	0,8721	38
	$\varrho < 100\%$	0,7667	0,9954	2,0700	0,8655	186
Nyugati	$\varrho \leq 50\%$	0,6907	0,9572	1,7191	0,8030	123
	$\varrho > 50\%$	0,8349	1,8510	3,0040	0,8065	15
	$\varrho < 100\%$	0,7063	0,9576	1,6468	0,8005	138
Keleti és nyugati együtt	$\varrho \leq 50\%$	0,7662	1,3772	1,9781	0,8902	271
	$\varrho > 50\%$	0,7977	1,1298	1,9169	0,8516	53
	$\varrho < 100\%$	0,7714	1,3367	1,9681	0,8983	324

$$D_{VE,W} = \frac{1}{2} \varrho G_H + \frac{1}{2} D_H (0,7714 + 1,3367 K_T \cos i + 1,9681 K_T^2 \cos^2 i). \quad (10)$$

A korreláció itt is igen szoros, az együttható értéke $r \approx 0,90$.

A globálsugárzás óraértékei is könnyen kiszámíthatók a horizontális adatokból, ha a (10) formulával kapott értékekhez hozzáadjuk az alábbi tagot:

$$(G_H - D_H) \frac{|\cos i| + \cos i}{2 \sin h}.$$

6. Következtetések

A január, március, június és december tipikus napjain mért napsugárzás egyedi óraértékeit feldolgozva egyszerű javító függvényeket kapunk meg a déli, illetve keleti és nyugati falra jutó napsugárzás számítási izotróp modelljére. A kapott magas korrelációs együtthatók értékei bizonyítják a kidolgozott közelítő formulák alkalmazhatóságát.

IRODALOM

- Bugler, J. W., 1977: The determination of hourly insolation on an inclined plane using a diffuse irradiance model based on hourly measured global horizontal insolation. *Solar Energy* 19, 477–491.
- Collares—Pereira, M. and Rabl, A., 1978: The average distribution of Solar radiation — Correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. *Solar Energy* 22, 155–164.
- Iqbal, M., 1978: Hourly versus daily method of computing insolation on inclined planes. *Solar Energy* 21, 485–489.
- Klein, S. A., 1977: Calculation of monthly average insolation on tilted surface. *Solar Energy* 19, 325–329.
- Kondratyev, K. Ya., 1977: Radiation regime of inclined surfaces. *WMO Technical Note No. 152*.
- Klucher, T. M., 1979: Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* 23, 111–114.
- Liu, B. Y. H. and Jordan, R. C., 1960: The relationship and characteristics distribution of direct diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4, 1–19.
- Ma, C. C. Y. and Iqbal, M., 1983: Statistical comparison of models for estimating solar radiation on inclined surfaces. *Solar Energy* 31, 313–317.
- Page, J. K., 1961: The estimation of monthly mean values of daily total short-wave radiation on vertical and inclined surfaces from sunshine record for latitudes 40°N–40°S. *Proc. UN. Conf. on New Sources of Energy*, Paper No. 35/5/98.
- Parmelee, G. V., 1954: Irradiation of vertical and horizontal surfaces by diffuse solar radiation from cloudless skies. *Heating, Piping and Air-Conditioning T.* 26, 129–136.
- Puri, V. M., Jimenez, R., Menzer, M. and Costello, F. A., 1980: Total and non-isotropic diffuse insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* 25, 85–90.
- Smetana, P. J., Flocchini, R. G., Kennedy, R. L. and Hatfield, J. L., 1984: A new look at the correlation of K_d and K_t ratios and at global solar radiation tilt models using one-minute measurements. *Solar Energy* 32, 99–107.
- Spencer, J. W., 1965: Estimation of solar radiation in Australasian localities on clear days. *Division of Building Research Technical Paper*, No 15.
- Takács, O., 1979: Vertikális felületre jutó napsugárzási energia. *Időjárás* 83, 137–144.
- Takács, O., 1981a: A vertikális felületre jutó napsugárzási energia napi menete és gyakorisága eloszlása. *Időjárás* 85, 33–41.
- Takács, O., 1981b: A keleti és nyugati irányítású vertikális felületre jutó napsugárzási energia napi menete és gyakorisági eloszlása. *Időjárás* 85, 278–283.
- Takács, O., 1981c: A függőleges és vízszintes felületre jutó szórt sugárzás aránya. *Időjárás* 85, 220–225.
- Takács, O., 1982: Szórt sugárzás a déli irányítású függőleges felületen. *Időjárás* 86, 368–374.
- Temps, R. C. and Coulson, K. L., 1977: Solar radiation incident upon slopes of different orientations. *Solar Energy* 19, 179–184.
- Threlkeld, J. L., 1962: Solar irradiation of surfaces on clear days. *J. American Society of Heating, Refrigerating and Airconditioning Engineers* 4, 43–54.
- Tuller, S. E., 1976: The relationship between diffuse, total and extraterrestrial solar radiation. *Solar Energy* 18, 259–263.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 89. évf. 2. szám. 1985. március—április
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 89. No. 2. March—April 1985. Budapest

A tudományos minősítési rendszer reformja meteorológus-szemmel

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

Előzmények. A Népköztársaság Elnöki Tanácsának 1950. évi 44. sz. törvényerejű rendeletével létrehozott *Tudományos Minősítési Rendszere (TMR)* az elmúlt 35 év alatt sok vita, kritika és módosítás után lényegesen megváltozott és megérett egy alapos reformra.

A változások egyik nyugvópontján, 1970 végén *Szebeni Ödön*, a *Tudományos Minősítő Bizottság (TMB)* egyik főelőadója s akkoriban a meteorológiai minősítések felelőse tájékoztatta olvasóinkat a tudományos minősítés „új útjai és céljai”-ról (*Időjárás*, 74. (1970) évf. 424–428 p.). Az azóta elmúlt másfél évtizedben kitűnt, hogy az „új utak és célok” nem oldották meg a TMR vitatott kérdéseit.

Kisebb elvárásokkal és abban a meggyőződésben, hogy tökéletes, minden szempontnak megfelelő TMR-t talán nem is lehet létrehozni, fogott hozzá a TMB ahhoz a reformhoz, amely végül az Elnöki Tanács 1983. évi 24. sz. törvényerejű rendeletében, valamint a Minisztertanács 72/1982. (XII. 10.) sz. és a 38/1983. (XI. 3.) sz. rendeletében öltött testet, és a függőben maradt kérdéseket lenne hivatva tisztázni. Ezekre a későbbiekben részletesen visszatérünk.

A számos jogszabály, tervezet összesítése révén a TMR-re vonatkozó összes tudnivalókat magában foglalja a következő jogszabálygyűjtemény: az 1/1984 TMB sz., a 2/1984 TMB sz. és a 3/1984 TMB sz. „szabályzat” egy-egy szerkezetben a *tudományos továbbképzésről* és a *tudományos fokozatokról* szóló fenti 3 jogszabállyal (megjelentek az *Akadémiai Közöny XXXIII/1984. évf. 6. és 11. számában*).

A kétfokozatú minősítési rendszer nehézségei. A kandidátusi és doktori fokozat bevezetésével létrejött egy megoldandó konfliktus az *egyetemi* doktori fokozattal kapcsolatban. A címetek pontosan nyilvántartók szóhasználatában kialakult a „kis és a nagy doktor”, az „egyetemi és az akadémiai doktor” fogalma, írásban pedig a *dr* megjelölés kis, illetve nagybetűvel írva. Mások a név előtt, ill. utána írásával próbálták megkülönböztetni a kétféle doktori fokozatot. Érthető, hogy az egyetemek ragaszkodtak a doktori cím adományozásának ősi jogához, s bármennyire tisztelték is az új TMR-t (egyes egyetemek a minősítés megszerzését kívánták a tanszékek vezetőitől és do-censeitől), erről a jogról nem mondtak le.

További nehézséget okozott, hogy a kandidátusi fokozat megszerzése feljogosította a minősített személyt a *dr*-i cím használatára, írásban és szóban s kérhette az egyetemtől az ünnepélyes doktorrá avatást és az egyetemi diploma kiadását is. Másrészről a TMB elengedhette a minősítést kérőnek az egyetemi végzettséget; az egyetemek viszont a doktori cím megszerzését,

adományozását és az ünnepélyes doktorrá avatást, a doktori diploma kiadását az *abszolutórium* megszerzéséhez kötötték, s ehhez a feltételhez évszázadok óta mindmáig ragaszkodnak.

A háromfokozatú TMR meteorológus szemmel. Ezekben a nehézségeken, mondhatnánk feszültségeken olyan háromfokozatú TMR segíthet, amelyben az egyetemi doktori fokozat szervesen beilleszkedik a rendszerbe. Az új jogszabály azonos követelményeket ír elő a doktori szigorlat és a kandidátusi szakmai vizsgák (1. később) számára. Az egyeztetett vizsgaanyagot a TMB részéről a megfelelő szakbizottságok, az egyetemek részéről pedig a megfelelő tanszék az igényeket egyeztetve dolgozták ki, figyelembe véve a 3-fokozatú minősítési rendszer követelményeit.

A TMB részéről ebben a munkában 30 szakbizottság vett részt. A meteorológiai minősítések ügyeit a TMB 10. sz. *Földrajzi, Meteorológiai Szakbizottsága* intézi. A szakbizottság az egyszerű kandidátusi minősítési ügyekben dönt, a kandidátusi könnyítések engedélyezése és a doktori cím adományozása ügyében pedig *javaslatot tesz* a TMB-nek. A szakbizottságoknak ez a feladat- és jogköre egyelőre az új rendszerben is változatlanul megmaradt.

A szakbizottságokat általában 5 évre választja meg az ugyancsak 5 évre a *Minisztertanács* által kinevezett TMB. A *Földrajzi, Meteorológiai Szakbizottság* elnöke és titkára 5 évenként váltakozva került ki a két tudományszakból. A vezetőknek ez a váltása a szakbizottság megalakulása (1970) óta követett és jól bevált eljárásnak bizonyult, és egyik biztosítéka volt a két tudományszak képviselői harmonikus együttműködésének.

Az 1984 szeptemberében befejezett ötéves időszakban (1980–84) a szakbizottságnak meteorológus elnöke és geográfus titkára volt. Az 1984. augusztus végén leköszönt szakbizottság zárójelentéséből: „A beszámolási időszakban (1980–84) a szakbizottság számos ülést tartott. Ezek eredményeképpen egyes minősítési eljárások a szakbizottság részéről befejeződtek. 6 javaslatot tettek doktori fokozatra, közülük 2-t a meteorológia területéről, 22 kandidátusi címet ítéltek oda, 3-at a meteorológiai területéről, másokat pedig, 9 doktori és 13 kandidátusi értekezés ügyét folyamatba vették.

Foglalkozott a szakbizottság az aspiránsok ellenőrzésével (meghallgatásával), kidolgozta a TMR reformjára vonatkozó javaslatait (a szakmai vizsgák követelményeit), véleményezte a TMB reformjavaslatait, s általában eleget tett a TMB által kért megbízásoknak.”

A Tudományos Ösztöndíj Rendszer (TÖR).

Jelentős fejlődésnek tekinthetjük a TMR vonatkozásában a szervezett továbbképzést célzó törekvéseket.

A jövő kandidátusai az új TÖR belföldi, ill. külföldi ösztöndíjas, ill. levelező aspiránsaiból, vagy pedig az aspirantúrában kívül pályázók (asp. k.) közül kerülnek ki. Mindkét csoportban a jelölt kötelezett a nyelvi, a filozófiai és a szakmai vizsga letételére. A vizsgák elnevezése és száma az új rendszerben változatlan maradt, de nehézségi fokuk általában növekedett, a felkészülés módja pedig szervezettebbé vált, amennyiben az ösztöndíjas a továbbképzés tartama alatt (3 év) köteles részt venni a TMB által a marxizmus–leninizmus tárgyköréből, valamint a szakmai tárgyból szervezett tanfolyamokon (a többi jelölt ezeken szintén részt vehet). Az ösztöndíjas egyébként (és természetesen a többi jelölt is) egyéni tanulmányokat folytat, de *tanulmányi tervét* a tudományos vezető, az egyetemi tanszékvezető, a kutatóintézet vezetője,

s végül az illetékes szakbizottság felülvizsgálja, ellenőrzi s a jelöltet tanácsaival segíti.

A *nyelvi vizsga* tekintetében bizonyos mértékben nehezítést jelent, hogy orosz és egy másik idegen nyelvből a jelölteknek *állami* nyelvvizsgát kell tenniük (az egyik nyelvből alap-, a másikkól középfokon). A nyelvvizsga igényének ezt az emelését a nyelvtudás fontossága természetszerűleg indokolja.

A kandidátusi fokozatra pályázóknak *szakmai vizsgát* kell tenniük. Ennek követelményeit meteorológiából részletesen ismertetjük.

A kandidátusi szakmai vizsgák követelményei meteorológiából

(Összeállította a *Földrajzi, Meteorológiai Szakbizottság* és az *ELTE Meteorológiai Tanszéke* érvényes: 1984. szeptember 1-től)

1. Általános tájékoztató

1.1. Aki 1984. szept. 1. után egyetemi doktori szigorlatot tesz, mentesül a szakma vizsga alól, minthogy az új rendszer szerint a doktori szigorlat és a kandidátusi szakmai vizsga követelményei megegyeznek.

1.2. A szakmai vizsgák két részre oszlanak: alaptárgyi és szaktárgyi vizsgákra. Ezeknek a doktori szigorlat fő- és melléktárgyai felelnek meg. A követelmények általában:

- *Alaptárgyi vizsga*: a meteorológia szélesebb ismeretkörét az *államvizsga szintjét meghaladó* mértékben és szinten kívánja, beleértve Magyarország éghajlatának magas szintű ismeretét.
- *Szaktárgyi vizsga*: a kutatott témakör (a disszertáció témája) speciális ismereteit kívánja ebben a szűkebb témakörben: az alaptárgyi vizsga követelményeinél mélyebb és részletesebb szinten.

1.3. Az alaptárgyi vizsga tárgyának tartalmi körülhatárolására a TMB által javasolt módszerek közül a „tematikai leírást tömör mondatokkal címszószerűen” választottuk, s a továbbiakban az ajánlott irodalom közlésével részletesen bemutatjuk.

2. Az alaptárgyi vizsga követelményei

2.1. *A Föld légkörének összetétele és szerkezete.* A légkör kialakulása és kémiai összetétele. A légköri komponensek osztályozása. A légköri gázok forrásai és nyelői, a tartózkodási idő fogalma. A légköri aeroszol. A nyomás, a hőmérséklet és a vízgőztartalom változása a magassággal, a légkör rétegződése.

2.2. *A meteorológiai sugárzástan alapjai.* A sugárzási energia általános sajátosságai. Radiometriai, fotometriai és optikai alapfogalmak. A légköri sugárzásátvitel fizikája. A Nap sugárzásának jellemzői. A Föld légkörének és felszínének sugárzási jellemzői.

2.3. *Légköri termodinamika.* A termodinamika főtételei és meteorológiai vonatkozásai. Ideális és reális gázok állapotegyenlete, termodinamikai potenciálok.

2.4. *A légköri víz körforgalma, felhő- és csapadékképződés.* A légkör víztartalmának jellemzői, fázisátmeneti folyamatok a légkörben. Felhő- és csapadékképződés. A csapadékvíz kémiai összetétele. A mesterséges beavatkozás lehetséges skálái. Mesterséges csapadékkeltés. Jégesőelhárítás, ködoszlatás. A Föld vízkészletei, globális víztárolók és vízforgalmuk. A vízháztartás alapegyenlete. A lehetséges párolgás és az evapotranspiráció fogalma. A hő- és vízháztartás kapcsolatának fizikai alapjai. Az ariditási index.

2.5. *A légkör mozgásjelenségei.* Az általános mozgásegyenletek. A levegő függőleges és vízszintes áramlásai. Cirkulációs rendszerek, általános cirkuláció. Hullámmozgások a légkörben.

2.6. *Légköri képződmények.* A légtömegek és a frontok fogalma. A ciklon és az anticiklon szerkezete és időjárása. A szinoptikus objektumok áthelyeződése és előrejelzése.

2.7. *A légkör elektromos jelenségei.* A légköri elektromos áramkör elemei. Töltéskeletkezés a troposzférában és a sztratoszférában. Töltésemlegesítő folyamatok. Ionizációs egyensúly. Zivatarfelhők elektromos jelenségei, a villámlás. Az ionoszféra szerkezete.

2.8. *A légkör radioaktivitása.* Földi eredetű, természetes radioizotópok. Radioaktív izotópok keletkezése a kozmikus sugárzás hatására. Mesterséges légköri radioaktivitás. A radioaktív anyagok kihullása a légkörből.

2.9. *Éghajlatalkító tényezők.* A szoláris klíma fogalma és jellegzetességei. A felszín hatása az éghajlatra. Az éghajlati jelenségek különböző skálái (mikroklíma, mezoklíma, lokális klíma, makroklíma). Az éghajlati rendszer és a visszacsatolási folyamatok.

2.10. *A Föld éghajlatának múltja, éghajlatingadozások.* Az éghajlatingadozásokat magyarázó csillagászati, fizikai és geológiai hipotézisek. A földtörténeti korok éghajlatának jellemzése. A jelenkori éghajlatingadozások. Visszacsatolási mechanizmusok. Antropogén hatások.

2.11. *A Föld és Magyarország éghajlata.* A főbb éghajlati elemek övezetes rendje. Az éghajlatosztályozás alapelvei. Az éghajlati elemek térbeli és időbeli eloszlása a Földön és Magyarországon.

2.12. *Ajánlott szakirodalom az alaptárgyi vizsgához*

Bacsó N.: Magyarország éghajlata. Akad. Kiadó, Bp. 1959.

Bencze P., Major Gy., Mészáros E.: Fizikai meteorológia. Akad. Kiadó, Bp. 1982.

Czelnai R.: Bevezetés a meteorológiába I. Légkörtani alapismeretek. Tankönyvkiadó, Bp. 1979.

Czelnai R.: Bevezetés a meteorológiába II. A mozgó légkör és óceán. Tankönyvkiadó, Bp. 1983.

Czelnai R. – Götz G. – Iványi Zs.: Bevezetés a meteorológiába III. A meteorológia eszközei és módszerei. Tankönyvkiadó, Bp. 1980.

Götz G. – Rákóczi F.: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Bp. 1981.

Makainé Császár M. – Tóth P.: Szinoptikus meteorológia I, II. Tankönyvkiadó, Bp. 1978.

Mészáros E.: A levegőkémia alapjai. Akad. Kiadó, Bp. 1977.

Mika J.: Elméleti éghajlatlan. Tankönyvkiadó, Bp. 1983.

Pécze Gy.: Éghajlatlan. Tankönyvkiadó, Bp. 1979.

Pécze Gy.: A Föld éghajlata. Tankönyvkiadó, Bp. 1984.

3. A szaktárgyi vizsga követelményei

A választható témák felsorolása nem lehet teljes. Az alábbi felsorolás inkább a gyakorlat eredménye, de előnyösnek ítéljük ettől függetlenül a *szabad* témaválasztást. Így a szaktárgyi vizsga tárgykörének meghatározását adott esetben a disszertáció témájának figyelembevételével a *szakbizottság* végzi el. A jelölre bízva viszont a szakbizottság annak az irodalomjegyzéknek összeállítását, amelynek alapján a szaktárgyi vizsgára felkészült, azzal a megszorítással, hogy az utóbbinak elfogadása a *vizsgabizottság* joga és feladata.

Ajánlott szaktárgyak: dinamikus meteorológia, légkörfizika, levegőkémia, felhőfizika, numerikus előrejelzés, biometeorológia, agrometeorológia, hidrometeorológia, a Föld éghajlata, Magyarország éghajlata, a valószínűségszámítás és a statisztikai matematika alkalmazása a meteorológiában, időjárás, éghajlati folyamatok programozása stb.

Visszatérve a TMR reformjára s ezen belül a 3-fokozatú rendszer bevezetésére, mindenekelőtt megfontolandó, hogy a jogszabályokban foglaltak megoldják-e azt a feszültséget, amely a kétféle doktori fokozatból adódott. Mindenesetre a már leírt változtatások közelebb hozták az egyetemi doktori szigorlatot a kandidátusi vizsgákhoz.

A *nyelvvizsga* mindkét minősítési fokozatban nehezebb lett, lévén az állami nyelvvizsga alaposabb és igényesebb, mint az egyetemeken megengedett számadás. Ez a változtatás azonban jó célt szolgál, amennyiben a kutató mind olvasmányaiiban, mind a tudományos érintkezésben (konferenciák, személyes eszmecserék) nagymértékben rászorul az idegen nyelvek minél alaposabb ismeretére. Az *ideológiai ismeretek* megszerzésére létesített szervezett továbbképzést ugyancsak elismeréssel üdvözölhetjük, a határozott tananyag kitűnő előadókkel biztosítja és megkönnyíti a jelöltek egységes továbbképzését. Végül a *szakmai vizsga* kidolgozott tematikája (legalábbis a meteorológiában) átfogó kérdéseivel, amelyeket a TMB által megadott elvi szempontok szerint állítottunk össze, alkalmas arra, hogy a meteorológia korszerű kérdéseinek megismerése által a fiatal doktorandus és a kutatómunkára felkészülő kandidátus – pályázó a tudományterület legfontosabb alapkérdéseivel, a kutatás jelenlegi helyzetével és irányjaival tisztában legyen.

A minősítési rendszer legalsó fokozata, az *egyetemi doktorátus* – Kónya akadémikusnak, a TMB elnökének szavait idézve – „*a tudományos tevékenység előiskolájának tekinthető*”. Ezt a fokozatot valamennyi egyetem minden karán egységes követelményrendszerrel látta el az új TMR-hez alkalmazkodva a művelődési miniszter rendelete (20/1983. (XI. 3.)). Észерint a hagyományoknak megfelelően az orvosok, állatorvosok, jogászok diplomájukkal együtt a *dr*-i cím viselésének jogát is megkapják, de egyetemi doktorátust külön teljesítmények alapján is szerezhhetnek. „*Aki egyetemi doktorátust szerzett, családi neve mellett az egyetemi doktorátusra utaló rövidítést (dr. univ.) használhatja.*”

Az egyetemek fokozottabb bevonása a TMR-be

Mindenesetre az új TMR-jogszabályok az egyetemek, valamint a TMB által kijelölt kutatóintézetek számára az eddiginél jelentősebb szerepet biztosítanak a minősítés procedúráiban.

Így többek között az egyetemek és a kutatóintézetek, valamint MOTESZ és a MTESZ vezetősége kezdeményezheti a TMB-nél a tudományos fokozat odaítélését arra érdemes személyek számára. A javasolt személyt ezt követőleg a TMB felhívja a tudományos fokozat iránti pályázat benyújtására. Ez a jogszabály és az arra érdemes személyek esetében bizonyos formai követelmények (köztük az egyetemi végzettség) elengedésének lehetősége azt a célt szolgálják, hogy kiváló és elismert, sikeres kutatók ne maradjanak ki a minősítettek táborából. Erre vonatkozólag a múltban bizonyos ösztönző javaslatok már napvilágot láttak a TMB részéről, ez az új jogszabály azonban megjelöli a végrehajtás módozatait is, kiterjesztvén a kezdeményezést olyan szervezetre, amelyek a kutatók nagy táborát tartják számon.

Ugyancsak az egyetemek fokozottabb bevonását a TMR procedúráiba mutatja az a jogszabály amely az ösztöndíjas idegen nyelvi és filozófiai oktatását a szak szerint illetékes egyetem feladatává teszi.

A művelődési miniszternek a már idézett 20/1983. (XI. 3.) MM sz. rendelete 4. paragrafusa 2. pontja szerint: „*A doktori szigorlat követelményei meg-egyeznek a kandidátusi vizsga követelményeivel*”. Ez a jogszabály indokolta, hogy a TMB szakbizottságai a kandidátusi szakmai vizsga követelményeinek összeállítását a szak szerint illetékes egyetemi tanszékkel szorosan együttműködve végezték (l. a meteorológiai kandidátusi vizsga követelményeit előbb).

Az egyetemekkel kialakítandó szorosabb kapcsolatokon felül a minősítettek táborának *fiatalítását* szolgálja az a jogszabály, amely lehetővé teszi az egyetem utolsó évfolyamára beiratkozott *hallgatók* jelentkezését belföldi tudományos továbbképzésre. Mindenesetre ennek, az alapjaiban üdvözlendő új jogszabálynak értékét csökkenti a felvételi eljárásnak az a pontja, amely szerint „*A pályázók közül előnyben részesül az, akinek szakmai gyakorlata van*”.

Az egyetemek bekapcsolását a TMR-be szolgálja az a jogszabály is, amely szerint az egyetemeken felkészülő ösztöndíjasok által elkészített értekezések elbírálására (beleértve az aspirantúrán kívül ott felkészülők értekezéseit is) *munkahelyi vitát* szervez s a *doktori tanács* (l. később) állást foglal arról, hogy a munka *egyetemi doktorátus* vagy a *tudomány kandidátusa* fokozat elnyeréséért nyújtható-e be elbírálásra.

Az a látszólagos ellentmondás, amely szerint a TMB indokolt esetben eltekinthet az egyetemi végzettségtől a minősítések folyamatában, másrésztől „*A tudomány kandidátusa és doktora fokozattal rendelkezőt – kérelem alapján – az egyetem ünnepélyesen doktorrá avatja, s a kérelmező ilyen*

esetekben mentesül a doktori értekezés benyújtása és a doktori szigorlat le-
téléte alól" (a művelődési miniszter már idézett rendeletéből), természet-
szerűleg feloldódik az idézett rendelet 15. paragrafusának *h*) pontjában.
Eszerint „Az egyetem doktori tanácsa javaslatot tehet az egyetemi végzettség
alóli felmentésre”. Ez a lehetőség rugalmasabbá teszi a jogszabályokat és lehe-
tővé teszi arra érdemes szakemberek bekapcsolását a minősítettek közé.

Az egyetemi doktorátus meteorológus szemmel

Az 1983. évi 24. sz. tvr. 1. paragrafusa szerint: „Az egyetemen – külön
jogszabályokban megállapított szabályok szerint – egyetemi tudományos fokozat-
ként, egyetemi doktorátus szerezhető”. Ezeket a szabályokat a művelődési mi-
niszter (Köpeczi Béla) már idézett „20/1983. (XI. 3.) MM sz. rendelete az
egyetemi doktori címről és az egyetemi doktorátusról” tartalmazza.

Eszerint az *egyetemi doktorátus* procedúrája alkalmazkodva a TMR-ben
követett eljáráshoz, szigorúbbá, egyben igényesebbé vált. Így a doktorátussal
kapcsolatos egyetemi feladatok ellátásával az egyetemi tanács az ún. *doktori
tanácsot* bízta meg. Többkarú egyetemeken „kari doktori bizottságot lehet
szervezni, amelynek elnöke a dékán vagy helyettese”, tagjait az egyetemmel
munkaviszonyban levő minősítettek és akadémikusok közül az egyetemi ta-
nács határozott időre nevezi ki. Így biztosítható, hogy a doktori tanács a már
említett felelősségteljes feladatokat igazságosan, objektívan oldja meg.

A rendelet 6. paragrafusa szerint: „Egyetemi doktorátus olyan egyete-
men szerezhető, amely a doktori értekezés tárgyának megfelelő tudomány-
ágot műveli”. Eszerint a budapesti ELTE meteorológiai tanszéke a meteorol-
ógia minden tudományágába tartozó értekezés alapján közreműködhet az
egyetemi doktorátus eljárásaiban, a debreceni KLTE és a szegedi JATE
meteorológiai, ill. éghajlattani tanszékeinek közreműködése az *éghajlati* tárgyú
értekezésekre korlátozódik, az *agrárégyetemek* tanszékei pedig értelemszerűen
az *agrometeorológia* tárgykörében írt értekezések elbírálásában illetékesek.

A rendelet további előírásai:

„A doktori szigorlatot doktori vizsgabizottság előtt kell letenni.” „A dok-
tori értekezés előzetes elbírálására két bírálót kell kijelölni s azt négytagú
bíráló bizottság előtt kell megvédeni.” „A bizottságok tagjai minősített sze-
mélyek legyenek.”

A *doktori tanács* hatáskörét és feladatait tekintve a TMB plénumának
felel meg.

Az önálló munkára nevelés a jogszabályokban

Az önálló munkára nevelés szándéka mind az egyetemi doktorátusra,
mind a tudomány kandidátusára vonatkozó jogszabályokban jól tükröződik.
Az előbbi előírja, hogy a tudományos munka *önálló kutatáson alapuló értekezés*
legyen, az utóbbi pedig olyan tudományos feladat megoldását írja elő, amely
a pályázó tudományos kutatásra való alkalmasságát bizonyítja.

A jelölt önálló munkára nevelését szolgálják a Szabályzatok azon pontjai,
amelyek az egyéni tanulmányi terv összeállítására, a szaktárgyi vizsga speciá-
lis ismereteket igénylő tananyagának *önálló* kiválasztására, a marxizmus –
leninizmusnak az értekezés témája megfelelő ágának kiválasztására, végül az
értekezésnek *önálló* elkészítésére vonatkoznak. Az ezirányú szigorú szankciókat
a MM rendeletének 14. §-a tartalmazza.

A TMB idézett szabályzatai részletesen tartalmazzák a TMR jogszabályainak általános rendelkezéseit, a felvételi és pályázati eljárások módozatait, az ösztöndíjas munkaviszonyára, ösztöndíjára, vizsgájára, értekezésére, továbbképzésére vonatkozó előírásokat, a kijelölt egyetemek és kutatóintézetek feladatait, az értekezés megvédésének szabályait, az *alkotással* történő pályázat előírásait, a bíráló bizottság és a szakbizottság szavazásának módozatait, és a TMR egyes követelményei alóli *felmentések* lehetőségeit, nemkülönb a MM rendelete az egyetemi doktorátus megszerzésének részleteit. Mindezen jogszabályok alapos tanulmányozása nélkülözhetetlen azon kutatók számára, akik tudományos munkájuk révén a TMR valamelyik fokozatára pályáznak.

Az alapos tanulmányozást nem pótolhatják az itt elmondottak, hiszen cikkünknek az a célja, hogy a TMR reformjának néhány jellegzetességét s ezeknek *meteorológiai* vonatkozásait bemutassuk.

A reformról összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy ez alapos előkészülettel (több éven át), széles bázison (a szakbizottságok és számos szakértő bevonásával) készült annak tudatában, hogy nem ez volt az első, de nem is az utolsó reformja a magyar TMR-nek. Tagadhatatlan, hogy a társadalom elkerülhetetlen változásaival együtt változik a tudományos kutatás célkitűzése és módszerének sokasága. Természetes velejárója ezeknek a TMR változása. Ezek a változások új és új reformokat kívánnak. Azt pedig, hogy a most bevezetendő reformokkal hogyan közelítjük meg a magyar TMR eredeti célját: *a hazai kutatásoknak a népgazdaság és a társadalom igényeit kielégítő fejlesztését*, a jövő fogja megmutatni. A reformot készítőkhöz hozzáértéséről, jó szándékáról meg lehetünk győződve, nemkülönb arról, hogy ez a szándék a meglévő TMR-nek több évtizedes tapasztalaton alapuló javítására, az eredeti cél jobb megközelítésére irányult.

PÉCZELY GYÖRGY: *A föld éghajlata*. Tankönyvkiadó, Budapest 1984. 598 oldal, 55 ábra, 153 táblázat.

Ez a terjedelmes mű a szerző sok éven át folytatott fáradhatatlan munkájának eredménye. Ennek megfelelően óriási adatmennyiséget foglal magában, amit a szerző a töle megszokott kitűnő szakmai hozzáértéssel rendszerezett, illetve dolgozott fel. Sajnálatos, hogy a könyv megjelenését alkotója már nem érthette meg.

A munka lényegében három nagyobb részre tagolódik. Az első és második rövidebb rész az éghajlat globális rendszerét foglalja össze, áttekintést adva a hőmérséklet, a légnyomás, ill. légáramlatok globális rendszeréről, valamint a légnedvesség és a csapadék földi méretű eloszlásáról. Végül az éghajlat tipizálásáról nyújt korszerű és világos összefoglalást.

A harmadik rész a legterjedelmesebb, több mint 500 oldal. Ebben a Föld 12 nagyobb körzetének részletes éghajlati jellemzését találjuk. Ezek a körzetek a következők: 1. Észak-Amerika, 2. Európa, 3. Ázsia, 4. Közép-Amerika és Antillák, 5. Dél-Amerika, 6. Afrika, 7. Indonézia, Ausztrália, Óceánia, 8. Atlanti-óceán, 9. Indiai-óceán, 10. Csendes-óceán, 11. Arktisz, 12. Antarktisz. Az egyes földrészekben belül külön leírást ad a szerző az ott található országok éghajlatáról, összesen mintegy 160 ország főbb éghajlati karakterisztikáiról. Összesen 1398 állomás éghajlati adatait gyűjtötte össze a szerző. Az állomások elhelyezkedéséről térképeket közöl, továbbá a földrajzi koordinátáiról és tengerszint feletti magasságáról is táblázatokban ad tájékoztatást.

Az egyes földrajzi körzetek, ill. az ezeken belül található országok éghajlatát a következő adatok táblázatos összefoglalásával jellemzi: 1. havi és évi középhőmérsékletek, 2. átlagos napi maximum- és minimumhőmérsékletek, 3. havi és évi csapadékösszegek normálértékei, 4. a relatív nedvesség, 5. a felhőzet, 6. a napfénytartam havi és évi átlagai. Az óceánok éghajlati jellemzése magában foglalja a tengerfelszín hőmérsékleti adatait is.

Nehéz feladat e hatalmas monográfiáról pusztá leltározásán kívül megfelelő értékelést adni. Használhatósága mindenesetre sokrétű. Egyrészt az egyetemek és főiskolák hallgatóinak, főleg a földrajz szakos tanárjelölteknek nyújt fontos segédeszközt a regionális éghajlat tanulmányozásában. Másrészt a hosszabb utazásra induló érdeklődők kaphatnak értékes információt távoli vidékek éghajlatáról. Végül a Föld leíró éghajlatával foglalkozó meteorológusok, a magyar szakirodalomban egyedülálló, bőséges adatforrást találnak ebben a műben.

Koppány György

OLBERG, M. — RÁKÓCZI, F.: *Informations theorie in Meteorologie und Geophysik (Információelmélet a meteorológiában és a geofizikában)*. Akademie Verlag, Berlin, 1984. 181 oldal.

Az információelmélet a valószínűségszámításnak egy későn kifejlődött fejezete. Némi előzmények után fellendülése az 1949 — 50-es évek környékére tehető, és ez időtől kezdve a matematika és a híradástechnika egyik fontos alaptudományává válik. Térhódításának alapjai Shannon amerikai matematikus publikációi, és az, hogy a benne elért elméleti eredmények szinte azonnal értékesíthetők voltak az akkor ugyancsak fejlődésnek indult elektrodinamikai-híradástechnikai iparban. Az információelmélet elterjedése más tudományokban késett, ez már inkább a mai korszak eseménye.

Hazánkban Rényi Alfréd akadémikus teremtett ma is igen aktív információelméleti iskolát, amelynek matematikai és híradástechnikai kutatói jelenleg is nemzetközi tekintélynek örvendenek. Az információelmélet alkalmazásai egyéb tudományokban azonban csak szerényebb eredményekkel dicsekedhetnek. Szinte fehér hollónak számított Rákóczi Ferenc — az egyik szerző —, aki több cikke mellett az egyetemi doktori és a kandidátusi disszertációja témájaként is az információelméletnek alkalmazását választotta a meteorológiában, és most nemzetközi együttműködésben M. Olberg-gel együtt e témájú könyvet is írta.

A könyv három fejezetet tartalmaz. Az első fejezet a matematikai (valószínűségszámítási és információelméleti) alapokat tárgyalja. A valószínűségszámítási alapokról szóló rész lényeg-

gében csak a fontosabb fogalmak (s a jelölések egységesítését szolgálja. Sokkal részletesebbek az információelméleti alapokat (a diszkrét valószínűség-eloszlások entrópiáját, az együttes és feltételes entrópiák, majd ezek folytonosra való kiterjesztéseit stb.) tárgyaló részfejezetek. A második fejezet meteorológiai alkalmazásokkal folytatódik. Jelentős részfejezet az, amelyik racionális mérőhálózatnak a meteorológiai mezők információelméleti mérőszámának segítségével történő kialakításával és jellemzésével foglalkozik. Ebben a meteorológiai mezőket (amelyeket homogén-izotróp sztochasztikus mérővel modellez), a szokásos szerkezeti függvény helyett paraméterezett információelméleti mérőszámokkal — az entrópiával — ír le. Ehhez közel álló módszereket alkalmaznak a meteorológiai mezők analógiai mérőszámainak szerkesztésére is. A 2.3. alpont rövid összefoglalását adja az információelméleti módszerek prognosztikai alkalmazásának és felhasználásának a prognózisok ellenőrzésében.

A spektrálmélet meteorológiai és geofizikai felhasználását tárgyalja a harmadik fejezet. Ez az elmélet ugyan csak a bővebb felfogás szerint tartozik az információelmülethez — sokkal inkább a sztochasztikus folyamatok és mezők tárgyalásához —, de kétségtelenül van információelméleti vonatkozása is. A spektrálméletnek már nagyobb meteorológiai és geofizikai irodalma ismeretes. E fejezet első része összefoglalja a stacionárius sztochasztikus folyamatok korreláció és spektrál reprezentációját, beleértve olyan (a meteorológiában méltánytalanul elhanyagolt) tételeket is, mint az ekvidisztáns mintavételezésre vonatkozó (Wiener—Kotelynyikov) tételt, a meteorológiai folyamatok manapság divatosá váló mozgó átlag-autoregresszív reprezentációit, és bemutatja annak predikciós tulajdonságait is. A könyvnek ez a része összefoglalja a szükséges becslések (együtthatók, függvények és a prognózis) magas szintű nyelven (FORTRAN) írt programjait. E programok igen alkalmasak arra, hogy kis módosításokkal hazai gépekre honosítsák. A programokat az algoritmusok matematikai leírása és szemléltetése folyamatábrán teszi követhetővé.

A könyvet 121 tételből álló irodalomjegyzék és névmutató zárja.

Összefoglalva megállapítható, hogy a németül tudó és megfelelő matematikai képzettségű meteorológus olvasók gazdag tartalmú olvasmányhoz jutnak.

Gulyás Ottó

BISWAS A. K. (szerk.): *Climate and development (Éghajlat és fejlődés)*. Natural Resources and the Environment Series Vol. 13, Tycooly International Publ. Ltd. Dublin 1984, 146 old., 5 fejezet

Amikor 1972-ben a világ élelmiszer-termelése húsz év óta először kisebb lett, mint a megelőző évben, tarthatatlanná vált a mezőgazdaságnak az éghajlattól való növekvő függetlenségéről hirdetett tétel. A csökkenést ugyanis nem lehetett nem összefüggésbe hozni olyan éghajlati anomáliákkal, mint a száhel övezet több évi aszálya, az indiai szubkontinens szabálytalan monszon-tevékenysége, az Észak-Amerika nyugati felén, valamint a Szovjetunió európai területén fellépett szárazsága, a halban gazdag mélytengeri feláramlás elmaradása a perui partoknál stb.

Az A. K. Biswas szerkesztésében megjelent munka az éghajlat természetes évközi változékonyságának, illetve nagy területi különbségeinek leginkább kitett gazdasági ágakkal foglalkozik, beleértve az emberi egészséget. Noha a bevezető szerint a szerzők elsősorban az alacsony szélességeken elhelyezkedő fejlődő országok sajátosságait tartották szem előtt, az anyag nagy része a mérsékelt szélességeken is hasznosítható.

Az első fejezetben (A. K. Biswas munkája) az éghajlat és a fejlődés általános kérdéseiről olvashatunk, beleértve a tropikus, illetve a mérsékeltövi ökoszisztémák közötti alapvető eltéréseket (25 oldal). Az éghajlat és az egészség kapcsolatát taglaló második fejezet szerzője H. E. Landsberg. Az általános szakmai intelligencia szemszögéből a legérdekesebbek talán azok a komplex tényezők, melyek leszármaztatása a hagyományos meteorológiai elemekből nem csekély nehézségekbe ütközik. Az anyagcserével és az energiamérleggel, a hideg és a meleg környezet kérdéseivel, a légszennyező anyagok biológiai hatásaival, a járványok és az éghajlat összefüggéseivel, valamint az egészségügyi célú környezetváltoztatás előnyeivel tudományos igényűen foglalkozó, az egyedi faktorokkal együtt 35 oldal + 4 oldal irodalomjegyzéket kitevő fejezet bizonyára a biometeorológus szakember számára is tartalmaz újdonságot. A harmadik fejezetben (M. S. Swaminathan) az éghajlat és a mezőgazdaság kapcsolatát ismerteti a szerző 30 oldal terjedelemben, korántsem a teljesség igényével, hiszen javarészt India aszály elleni küzdelmeiről ír. A negyedik fejezetben (A. K. Biswas) az éghajlat és a vízgazdálkodás kapcsolatát elemzi. E 20 oldal jelentős részét teszi ki a hidrológiai ciklusban is megjelenő éghajlati fluktuáció vizsgálatának néhány módszere. Külön érdekesség a klímaváltozások ún. hatásmátrixa, amely minőségi megállapításokat tartalmaz a hidrológiai ciklus néhány eleme, illetve a vízgazdálkodási és költség-paraméterek között. Az ötödik fejezetben D. L. Johnson és H. Gould az ókori Mezopotámia népesség-változásai és az éghajlat közötti kapcsolat modellezésének eredményeivel ismertetik meg az

olvasót. A kimondottan e célból készült input-output modellben végzett számítások szerint az éghajlatilag (ökológiailag) meghatározott népesség-eltartó képesség ingadozásait a népesség száma több évtizedes késéssel és nagyobb amplitúdóval követi, ami egyes időszakokban súlyos szociális feszültség forrása lehet.

A könyv az alkalmazott klimatológia fenti ágainak színvonalas és olvasható összefoglalója. Az éghajlat és a mezőgazdaság c. fejezetből hiányolható információval kapcsolatban a *Food, Climate and Man* (John Wiley and Sons, New York, 1979) c. munkát ajánlhatjuk, amelynek megírásában e kötet szerkesztője is részt vett.

Mika János

ATKINSON, B. W.: *Meso-scale Atmospheric Circulations (Légköri mezo-skálájú cirkulációk)*. Academic Press, London 1981, pp. 495.

Az 1950-es évektől kezdődően – főleg a meteorológiai radarok eredményeinek a következtében – *Swingle* és *Rosenberg* bevezette a meteorológiába a mezo-skálájú folyamatok elnevezést, s ezzel elkülönítette ezt a jelenséget egyrészt a szinoptikus skálájú folyamatoktól, másrészt a *Fujita* által bevezetett mikro-skálájú folyamatoktól.

Atkinson monográfiája a mezo-skálájú cirkulációkkal foglalkozik és három részre bontja őket: a bevezető fejezetben definiálja a mezo-skála fogalmát, a második részben a topográfia által kikényszerített cirkulációt tanulmányozza, a harmadik részben a szabad légkör cirkulációs sajátosságait elemzi.

A részek felépítése mindig azonos: bevezetést, megfigyelést és elméletet foglal magában, kiemelve a legfőbb kutatási eredményeket: összegez és vitatkozik.

Részleteiben az I. részben történeti áttekintésről és a probléma általános elméletéről olvashatunk.

A II. rész három alfejezetre oszlik s ezekben a lee-hullámokról, lesikló szelekről (*downslope wind*), a mozgó tárgyak okozta cirkulációkról olvashatunk. Ebben a részben kerül sor a termális kényszerek által előálló cirkulációk problémáinak a fejtegetésére: a tengeri-parti szél, a hegy-völgyi cirkuláció megtárgyalására.

A III. részt a szabadlégköri cirkulációk sajátosságainak a leírására szentelte a Szerző. E részt a mozgó gravitációs cirkuláció tárgyalásával, mint nem konvektív rendszerrel kezdi a könyv írója. A nagyobb teret kitöltő konvektív cirkulációk kérdéskörén belül tárgyalja a kifejezett lokális zivatarokat, bőven ismertetve a trópuson kívüli konvektív képződményekre vonatkozó angol iskola által megszerzett ismereteket. A sekély celláris cirkulációval foglalkozó paragrafus az utóbbi 15 év idevágó kutatási eredményeit foglalja össze, főleg *Agee* kutatásai alapján.

A ciklonokban fellépő cirkulációkkal foglalkozó paragrafus ismeretei felölelik a trópuson kívüli és a trópusi rendszereken belül fellépő sajátosságok taglalását.

Az egyes fejezetek azonos típusú és világos szerkezete nagyon megkönnyíti az olvasást és a témában való elmélyülést. A bőséges irodalmi hivatkozás bizonyítja, hogy a könyv szerzője nagyon sokoldalúan és átfogó módon fejt ki mondanivalóját.

A könyvben közölt táblázatok, rajzok, grafikonok és fotók nemesak illusztrációként szolgálnak, hanem valóban elősegítik a szöveges rész maradéktalan megértését.

A könyv szakmai színvonala magas, az olvasótól egyetemi végzettséget kíván meg.

Rákóczi Ferenc

SCHWERDTFEGGER, W.: *Weather and Climate of the Antarctic (Az Antarktisz időjárása és éghajlata)*. Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo, 1984. 262 oldal, 79 ábra, 85 táblázat, 348 irodalmi hivatkozás.

A német származású szerző neve azonos annak a német kutatónak a nevével, aki a lipcsei egyetem 1929–31. évi Közleményeiben figyelemre méltó tanulmányt írt a poláris hőmérsékleti és légnyomási hullámok elméletéről. A két munka megjelenése között ugyan 53 év telt el, mégis a téma rokon voltára tekintettel valószínű, hogy szerzőjük azonos. Annál is inkább, mert az 1950-es évektől kezdve a Dél-Amerikában élő *Werner Schwerdtfeger* nevével időnként találkozhattunk a német szakfolyóiratokban.

A könyv szerzője arra a feladatra vállalkozik, hogy lehetőleg minél teljesebb képet adjon az Antarktiszon az utóbbi 20–30 évben folyó meteorológiai és glaciológiai mérések eredményeiről. A korábban megjelent munkák elsősorban az Antarktisz éghajlatával foglalkoztak, a kutatók kevés gondot fordítottak az Antarktisz időjárásának leírására. A szerző ezt a hiányt igyekszik pótolni. Bevezetőjében egy szokatlan világ kapuját tárja ki az olvasónak: „Sarkvidéki reggel; a fölkelő Nap megvilágítja a hóbuckás tájat, majd észak felől enyhe és ned-

ves levegő áramlik a helyszínre, és a láthatók láthatatlanná válnak. Ami körülvesz bennünket: egy nagy fehér semmi. A talajig lenyúló felhőben a diffúz fény egybeolvaszt mindent.”

Az Antarktisz topográfiájának néhány érdekessége (1. fejezet): a 14 millió km² kiterjedésű kontinensnek csupán 3%-a mentes időszakosan a jégtől és hótól. Átlagos magassága 2300 m, a Kelet-Antarktiszé meghaladja a 3000 m-t. A legmagasabb csúcs mégis Nyugat-Antarktiszon található, Vinson Massif (5140 m). A környező óceánokra húzódó jégtakaró átlagos kiterjedése nyár végén 4, tél végén 22 millió km². Egy-egy leszakadó jéghegy kiterjedése elérheti az 1000–1600 km²-t.

A 2. fejezet részletesen foglalkozik a sugárzási és hőmérsékleti viszonyokkal. Egyebek között érdekes adatokat találunk benne a különféle hó- és jégtakarók felett mért albedókról, illetve ezeknek a hullámhossztól való függéséről. A hőmérséklet évi menete a szárazföld belsejében a teljes variancia 81–89%-át magyarázza meg. Télen az inverzió a talaj közelében a parttól távolodva 5 fokról 25 fokra növekszik.

A 3. fejezetben a talajmenti szélről kap tájékoztatást az olvasó. A szél négy típusát különbözteti meg a szerző: 1. inverziós szelek a fennsíkon, 2. katabatikus szelek, 3. barrier (a hegylánccal párhuzamos) szelek, 4. egyéb szelek. Legerősebbek a katabatikus szelek, átlagos sebességük 10–20 m/sec, iránytartásuk 0,97. Meglehetősen iránytartók az inverziós szelek is. Megkülönböztető kritérium: az inverziós szelekre a dimenzió nélküli Rossby-szám kisebb egynél, a katabatikus szelekre nagyobb.

A következő fejezet a magasabb légrétegek cirkulációjával és ennek háborgásaival foglalkozik. Az átlagos viszonyok leírásán kívül egy-egy különlegesen erős viharról szóló beszámoló is megtalálható ebben a részben. Az erős viharok ui. döntő tényezői a délsarkí életfeltételeknek, gyakran súlyos megpróbáltatásokat jelentenek a kutatóknak, olykor tragédiákat is okoznak.

Különleges figyelmet érdemel a hó és jég kontinensén a víz három halmazállapotának vizsgálata, az 5. fejezetet ennek szenteli a szerző. Végül a 6. fejezetben felsorolja az Antarktisz éghajlatkutatásának néhány problémáját.

A függelékben táblázatokat találunk azokról az Antarktiszon és környezetében működő meteorológiai állomásokról, amelyeknek legalább 2 évi az adatsora. Ugyanitt található ezen állomások éghajlati jellemzőit tartalmazó táblázatok.

A könyv az időjárás és éghajlati jelenségek leírásán túl ezek fizikai, hidrodinamikai okait is taglalja, így a dinamikus meteorológia iránt érdeklődő is örömet találhat olvasásában.

Koppány György

SALAMIN PÁL 1913—1984

A magyar hidrológia és meteorológia művelői közötti hagyományosan szoros és termékeny együttműködésnek *Salamin Pál* személyében különösen kiemelkedő, szorgos ápolója távozott el az élők sorából az elmúlt év őszén, 72 éves korában. Elhunytával nemcsak a magyar vízépítési és vízgazdálkodási mérnök-képzés nemzetközi tekintélyű, három évtizeden át volt egyetemi oktatóját, de a hidrológia és a meteorológia közös tudományterületének: a *hidrometeorológiának* úgyszólván halála napjáig fáradhatatlan, invenciózus művelőjét veszítettük el.

Salamin Pálnak, az ifjú hidrológus-mérnöknek a pályakezdése — a 30-as évek végén — arra az időre esett, amikor a megnagyobbodott országtérületen belül az akkor fölvetődött problémák megoldására életre hívott Országos Öntözésügyi Hivatal a Tisza-völgy árvízvédelmének és öntözéses gazdálkodásának kérdéseit állította a vízépítés és vízgazdálkodás érdeklődésének középpontjába. A hegyi víztározók létesítése, tavasszal az ármentesítés, nyáron pedig az öntözés, mint a korszerűbb mezőgazdálkodás egyik foltétele, egyszóval a vízkészlet-gazdálkodás számos kérdése, a hidrológusokat egyre élénkebb vízügyi tevékenységre készítette, a meteorológusoktól pedig párhuzamosan az állomáshálózat sűrítésén, az észlelések anyagának bővítésén kívül új kutatási feladatok megoldását is kívánta. A mindezen célok iránt nyitott, élénk érdeklődésű Salamin Pálnak szakmai tapasztalata, tudása gyorsan gyarapodott. Úgyannyira, hogy Műegyetemünk vízépítési tanszékének nagy tekintélyű professzora, *Németh Endre*, 1946-ban maga mellé hívta volt tanítványát; új adjunktusának szinte kijelölte tudományos oktatói és kutatói útját a pár évvel korábban megjelent

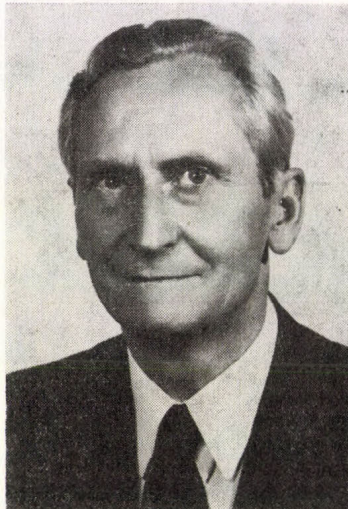
Hidrológia és hidrometria c. könyvének alapelveivel, amely szerint „a hidrológiai tudomány egyik alapja a meteorológiai ismeretek téra”. És Salamin Pál mindenben megfelelt professzora várakozásának: 1950-től intézeti tanár, 1952-től docens, 1954-től mint a műszaki tudományok kandidátusa már dékánhelyettes, majd tanszékvezető, 1962-ben pedig tszvt. egyetemi tanár.

Bámulatos munkabírást jellemzi az egyetemi oktatási feladatain túl kifejtett nagyarányú szakirodalmi működése, nemkülönben előadásai a postgraduális tanfolyamokon, bel- és külföldi tudományos konferenciákon, amelyek a *hidrológia-hidraulika-hidromechanika* szerteágazó tudományterületén életművének egyaránt sokszínű voltát bizonyítják. Ezirányú fáradhatatlan munkásságának nyilván hivatottabb méltatója az a Budapesten végzett, s ma 30—60 éves vízimérnök-generáció, amely szükségképpen Salamin Pálnak is tanítványa volt.

Mi, meteorológusok viszont — túl a lekötözöen megnyerő, derűs egyéniségén —, a *hidrometeorológiának* mindenkor együttműködésre kész, széles látókörű, új utakat kereső, ösztönző művelőjét méltathatjuk.

Nevével már 1948-ban találkozunk folyóiratunkban, az *Időjárás*-ban is, amikor — a recenszens szavát idézve: „a meteorológiai kérdések iránt való nagy érzelme miatt olvasóink közül sokak által ismert kiváló magyar vízimérnök” — huzamos franciaországi tanulmány útjáról hazatérve ismertette az ottani meteorológiai szolgálat rohamos fejlődését s a magyar hidrometeorológiai szakirodalom prominens műveinek ottani visszhangját.

Ettől kezdve három évtizedet meghaladó tagsága során aktív résztvevője a Meteorológiai Társaság éle-



tének, majd választmányának. E minőségében nem kis része volt a Hidrológiai Társasággal kialakult eredményes együttműködésben, a közös előadások, vitatülések rendezésében. Itt éppúgy, mint a Társaság közgyűlésein, vándorgyűlésein rendre hangoztatta: A szén után az ország egyik legfontosabb nyersanyaga a víz, a vízháztartási és öntözési munkálatok helyes, takarékos megoldásához pedig egyfelől részletes, megbízható párolgás-vizsgálatokra, másfelől a hótakaró térfogsúlyának és párolgásának hálózatszerű, rendszeres meghatározására, s az erre fölépített, elmélyült kutatómunkára van szükség. Joggal, s nem eredménytelenül sürgette ezt.

Salamin Pál műveit, tanulmányait, előadásait jellemzi szakmai szigorúsága: az, hogy megállapításait a tények lényegébe hatoló természeti törvények nyomán fogalmazta meg, nem pedig egy-egy tudományág partikuláris szempontoknak megfelelő elkötelezettsége szerint.

Tudományos-társadalmi munkájának elismerését számos — állami és munkahelyi — kitüntetéssel jelzi. A társtudományok megbecsülését pedig az, hogy nemcsak a Magyar Hidrológiai, hanem a Magyar Meteorológiai és a Magyar Földrajzi Társaság egyaránt tiszteletbeli tagjává választotta. A külföld elismerését a Francia Mezőgazdasági Akadémia tagsága és a Francia Mezőgazdasági Érdemérem tiszti fokozatának elnyerése tanúsítja.

Sajnos, ennek az imponálóan aktív és önmagát nem kímélő munkásnak alig 60 éves korában gátat vetett egyre súlyosbodó betegsége. Amikor a nehéz műtétek egyike után részleges bénultsága állandósult és 1977-ben nyugállományba kényszerült, csodálatos akaraterejével csökkentve testi mozgásának korlátait, töretlenül folytatta tudományos, sőt oktatói tevékenységét. Cikkei, hidrometeorológiai tárgyú szakelőadásairól a beszámolók továbbra sem hiányoznak folyóiratunkból és a Meteorológiai Társaság kiadványaiból. Ezt honorálta a Társaság, amikor célkitűzéseinek hatékony előmozdítása érdekében kifejtett tevékenységét *Steiner Lajos-emlékéremmel* jutalmazta.

Amíg csak tehetette, Salamin professzor szenvedélyes természetjáró volt. Bizonyára ennek is köszönhető, hogy szívós akaraterejével legyőzve — legalábbis részben — bénultságát, szóban és írásban még hét éven át, 1984. október 22-én bekövetkezett haláláig, szellemi termékeivel gazdagíthatta közös tudományterületünk ismeretanyagát. Példás szakmaszeretetével, akaraterejével olyan életművet hagyott reánk, amely a magyar hidrometeorológiában Salamin Pál szellemi és emberi értékeinek méltó emléke marad, s amelyet csak illő kegyelettel s tisztelettel őrizhetünk.

Kakas J.

EGYÜTTMŰKÖDÉS AZ NDK ÉS AZ MNK METEOROLÓGIAI SZOLGÁLATA KÖZÖTT

A szocialista országok hidrometeorológiai-meteorológiai szolgálata VII/XVI. Igazgatói Konferenciáján (Varsó, 1978) a két ország Meteorológiai Szolgálat vezetőinek megállapodása alapján a magyar és a német agrometeorológusok és hidrometeorológusok 1979-ben Halleban és Berlinben munkaértekezletet tartottak. A munkaértekezleten kijelölésre kerültek azok az agrometeorológiai és hidrometeorológiai szakterületek, amelyeken a tudományos együttműködés és a közös kutatás várhatóan pozitív eredményekkel járhat. 1980-ban létrejött a két Meteorológiai Szolgálat között a tudományos együttműködési megállapodás.

A megállapodás célja a tudományos munka racionalizálása az agrometeorológiai kutatásban és szolgáltatásban, továbbá a mezőgazdaság támogatása agrometeorológiai kutatási eredményekkel és szolgáltatásokkal. A megállapodáson alapuló együttműködés az alábbi témakörökre terjed ki:

1. Különböző mezőgazdasági és kertészeti kultúrák, továbbá a fűállomány (standard felszín) evapotranspirációjának meghatározása. A különböző módszerek továbbfejlesztése és javítása.

2. A potenciális evapotranspiráció becslési és számítási módszereinek fejlesztése és összehasonlítása.

3. Párhuzamos mérések összehasonlítás céljából INEP párolgásmérő kádakkal.

4. Az agrometeorológiai szolgáltatások fejlesztése.

5. A területi párolgás számítási módszereinek fejlesztése.

6. Neutronszondás talajnedvesség-mérések összehasonlítása. Hitelesítési és mérési módszerek kidolgozása.

Az együttműködési megállapodás végrehajtásáért NDK-résről az Agrometeorológiai Kutató Intézet (Halle), magyar részről a Központi Meteorológiai Intézet Agrometeorológiai Főosztálya a felelős.

Az elmúlt öt évben (1980—84) összesen öt munkaértekezleten vitattuk meg a közös kutatások során elért eredményeket, továbbá meghatároztuk a részfeladatokat és rögzítettük a soron következő legsürgősebb teendőket.

Az eddigi munkák alapján úgy tűnik, hogy főként a területi párolgás és a tényleges evapotranspiráció számítási módszerek fejlesztésében és egységesítésében várható jó eredmény. Az együttműködés hasznosságát a közeli jövőben napvilágot látó közös publikációk is bizonyítani fogják.

Kozma F.



Dr. Faragó Istvánné sz. Naberschnig Gilda, 1944—1969 között, 25 éven át volt munkatársunk, 1985. január 8-án, életének 80. évében elhunyt.

Faragó Istvánné 1944-ben, a Földtani Intézet állományából került az akkori Meteorológiai Intézethez. Kiváló rajzkészségét, a Képzőművészeti Főiskolán szerzett képzését, majd az időjelző tiszti tanfolyamon a meteorológiai tárgyú rajzok, térképek készítéséhez nyert szakmai ismereteit nálunk gyümölcsöztette. Folyóiratunk az *Időjárás* ábráit 1947-től 1977-ig, tehát 30 éven át csaknem kizárólag ő rajzolta, ezenkívül, egyidejűleg a szolgálat valamennyi tudományos kiadványának ábráit és a *Magyarország Éghajlata Atlasza* többszínnyomású térképeinek alaprajzait is. Az Országos Meteorológiai Szolgálat tudományos kiadványainak, folyóiratainak lapjain több ezer ábra tanúskodik igényes munkájáról. Szerzőnek, szerkesztőnek egyaránt rendkívüli segítséget nyújtott ábrázolástechnikai jártassága, arányérzéke, ötletei, alkotó módon járult hozzá a felvázolt elgondolások szemléletes és pontos megjelenítéséhez.

1969-ben vált meg a szolgálattól, ezt követően még nyolc éven át rajzolta rendszeresen az *Időjárás* ábráit. Rendkívül sajnálatos módon erős látásromlása megakadályozta a további munkában.

Alkotásai, ha névtelenül is, fennmaradnak kiadványainkban, munkatársai míg élnek, tisztelettel gondolnak rá, kiváló munkájára, számon tartják tevékenységét, emlékezetükben őrzik Faragó Istvánné csöndes, szerény, segítőkész emberségét. 1985. február 6-án, a Farkasréti temetőben helyezték örök nyugalomra.

Szepesiné Lőrincz A.

A 18. ALPI METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

Az elmúlt év szeptember 25—29 között zajlott le a 18. Alpi Meteorológiai Konferencia (ICAM) a jugoszláviai Opatijában. A hagyományoknak megfelelően öt témakörben foglalkoztak az előadók az Alpok időjárását módosító és sajátos éghajlati viszonyaival. Az első témakör előadásai az ALPEX-program kezdeti eredményeit értékelve a ciklonok genezisére és a bórák mechanizmusára irányult kutatásokról számoltak be, míg a második témakörben a mezo- és makroszinoptikus folyamatokról hangzottak el előadások. A második nap magyar vonatkozású eseménye *Aigner Szilárd* angol nyelvű előadása volt a *rövidtávú előrejelzés egy analóg módszerének alkalmazásáról az Alpok és Kárpátok övezetében* (The application of an analogue short-range forecasting method in the region of the Alps and Carpathians), amelynek során az előadó numerikus modelljét mutatta be s vele a rövidtávú előrejelzések kidolgozásában elért eredményeit.

A harmadik témakörben elhangzott előadások a konvektív folyamatok kialakulásától a főn keletkezéséig terjedő tág keretben a regionális és mezo-léptékű időjárási folyamatok és jelenségek modellezésével foglalkoztak. A negyedik témakör előadói révén az Alpok jellegzetesen helyi jelenségeivel ismerkedhettek meg a hallgatók; főleg a Dinári Alpok térségéből vett minták alapján a görög meteorológusok számoltak be figyelemre méltó kutatási eredményekről. Végül az ötödik témakör keretében került sor a klimatológiai kutatások eredményeinek a bemutatására. Az Alpok hó- és jégviszonyain túl a nyári hőmérséklet alakulásáig igen gazdag volt az előadások anyaga.

A jugoszláv meteorológiai (hidrometeorológiai) szolgálat a 94 előadás anyagát a *Zbornik 10* című kiadványában jelentette meg. Az előadások eme nagy száma és a 168 résztvevő névsora egymaga is jellemzi a kitűnően megrendezett konferencia méreteit, amelyre a vendéglátó szolgálat küldöttein kívül 11 ország meteorológiai szolgálatának képviselői gyűltek össze. A konferencia ideje alatt a helyi Adriatic Szálloda csarnokában rendezett kiállítás a jugoszláv gyártmányú meteorológiai műszerekkel és önműködő meteorológiai állomással ismertette meg a konferencia résztvevőit.

A rendező országban tapasztalt szívélyes vendéglátás, a kellemes környezet hangulatos feltételt teremtett a gazdag tudományos programot nyújtó 18. Alpi Meteorológiai Konferenciának.

Böjti B.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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 oldalon, magyar és angol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, módszerét és a kapott eredményeket.

Szövegrész: Alcímekkel értelem szerűen 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); szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: *Current problems of meteorological research. 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 keresztül írt magyarázattal kell ellátni.

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató



85.0246 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329