

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
92. ÉVF. * 4. SZÁM * 1988. JÚLIUS–AUGUSZTUS

TARTALOM

<i>Aleksić, N. – Ranđić, M.</i> : A konvektív csapadék valószínűségi értékeinek átrendeződése a kistérségű domborzati hatások következtében (angol nyelven)	193
<i>Kovács György</i> : A globál-sugárzás becslése hidrológiai vizálatokban (angol nyelven)	199
<i>Bozó László – Pálvölgyi Tamás</i> : A légköri kénvegyületek és a CO ₂ éghajlati hatásainak globális modellje (angol nyelven) ...	210
<i>Varjú Péter</i> : Javaslat a csapadékvíz átlagos pH-jának számítására.	222
<i>Császár Margit</i> : Mozgó frontokkal kapcsolatos gravitációs-nyírási hullámok nyomon követése digitalizált műholdfelvételek felhasználásával	229
<i>Tánczer Tibor – Ketskeméty László – Lévai Gábor</i> : Kísérlet a borultsági viszonyok műholdas meghatározására	242
Irodalom	251
Krónika	252

CONTENTS

<i>Aleksić, N. – Ranđić, M.</i> : Redistribution of convective precipitation probabilities by the small-scale orography (in English) ..	193
<i>Kovács, Gy.</i> : Estimation of the energy of global radiation in hydrological studies (in English)	199
<i>Bozó, L. – Pálvölgyi, T.</i> : A global model on the climatic effects of sulfur compounds and CO ₂ (in English)	210
<i>Varjú, P.</i> : A proposal for the estimation of the mean pH-value of precipitation .	222
<i>Császár, M.</i> : Tracking gravity-shear waves associated with moving fronts by using digitalized satellite images	229
<i>Tánczer, T. – Ketskeméty, L. – Lévai, G.</i> : An attempt for deriving cloud amounts from satellite imagery	242
Literature	251
Chronicle	252

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 92. * NO 4 * JULY–AUGUST 1988 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légtérfizikai Intézet

1675 Budapest Pf. 39.

Telefon: 585-711

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)	MILOSHEV, G. (Sofia)
ANTAL E. (Budapest)	PRÁGER T. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)	PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
BÖHME, W. (Potsdam)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RENOUX, A. (Paris-Créteil)
CZELNAI, R. (Geneva)	ŠÁMAJ, F. (Bratislava)
FISHER, B. (Leatherhead)	SPÁNKUCH, D. (Potsdam)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)	STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	TAYLOR, F. W. (Oxford)
HAMAN, K. (Warsaw)	TÁNCZER T. (Budapest)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KAPOVITS A. (Budapest)	VITEK, V. (Prahá)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)	WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)
MAJOR GY. (Budapest)	WIRTH E. (Pécs)
MESINGER, F. (Beograd)	ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38

Előfizetés: 1 évre 744 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.

Egyes szám ára: 124 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, 92. évf. 4. szám. 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No 4 Jul – Aug 1988. Budapest

Redistribution of convective precipitation probabilities by the small-scale orography

NENAD ALEKSIC and MIODRAG RANČIĆ

Department of Meteorology, University of Belgrade
POB. 550, 11001 Belgrade, Yugoslavia

Recent studies of the influence of the orography and Coriolis force on the velocity distribution in the boundary layer indicate that in the Northern Hemisphere small mountains preferentially enhance upward motion on their windward side, on the slope situated on the right of the geostrophic wind aloft. This is a consequence of low level convergence toward this slope, produced by turning of air in Ekman-layer. This hypothesis was checked against observations by statistical examination of precipitation records on and around mountain Fruška Gora, Yugoslavia. Convective precipitation probabilities were, however, checked not on the windward side of the mountain, but rather on its leeward side, were the precipitation effects of the windward forced lifting were expected. Results show that the mountain leeward slope toward left of the 500 hPa wind direction experiences a significantly greater probability of convectively originated rain occurrence than the leeward side toward right of the wind direction. This is interpreted as a confirmation of the hypothesis stated above.

*

A konvektív csapadék valószínűségi értékeinek átrendeződése a kistérségű domborzati hatások következtében. A domborzatnak és a Coriolis-erőnek a határréteg áramlási sebessége elrendeződésére kifejtett hatása az újabb vizsgálatok szerint azt eredményezi, hogy az északi féltekén a kisméretű hegyek fokozzák a luv-oldali feláramlást a lejtőnek a magassági geosztrofikus szél haladási irányába eső jobb oldalán. Ez a hatás a lejtő felé irányuló alacsony szintű konvergencia következménye, amelyet az Ekman-rétegben fellépő szélfordulás idéz elő. A tanulmány ezt a feltételezést ellenőrzi a jugoszláviai Fruška Gora hegységben és környezetében végzett csapadékmérések statisztikai vizsgálatával. A szerzők azonban a konvektív csapadék-valószínűségeket nem a hegység luv-oldalán, hanem a lee-oldalon számították, mivel feltételezhető, hogy a luv-oldali kényszerített emelés hatása a csapadékban a szélárnyékos oldalon jelenik meg. A nyert eredmények szerint a hegység lee-oldali lejtője az 500 hPa-os szint áramlásának irányába eső bal oldalon szignifikánsan nagyobb konvektív eredetű csapadék-valószínűséggel rendelkezik, mint az áramlás irányától jobbra eső lee-oldali lejtő. Ez a kép a fenti hipotézis megerősítéseként interpretálható.

1. Introduction

There is more than one way in which orography may affect local distribution of precipitation. This influence mostly depends on the scale of the mountain considered as well as on the precipitation type.

The common examples are the precipitation maxima on the upwind side of the high, broad mountains (~ 1500 m height and ~ 250 km width), or enhancement of rainfall over small hills ($\sim 50 - 100$ m height), (Smith, 1979).

In the present study, we consider effects of the isolated meso-scale mountain side on the convectively induced precipitation. The inspiration for this work was a recent paper by Kao (1980), in which he has produced analytical solution for a three-dimensional stationary flow over a single bell-shaped mountain, taking into account influence of the surface and Ekman boundary layer. The main conclusion of his work was that in the boundary layer of the North Hemisphere, deviation of wind towards isolated mountain should be expected on the mountain slope to the right of geostrophic wind direction aloft, and away from the mountain on the opposite, left slope. Thus, upward motions will be preferen-

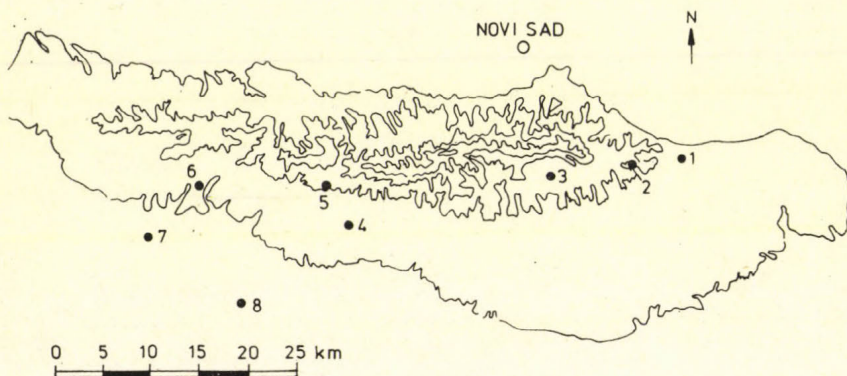


Fig. 1: Mountain Fruška Gora and location of raingages of interest. The distance between isolines is 100 m

tially enhanced on the windward, right side of the mountain. As Kao states it, an implication of this should be an uneven distribution of precipitation around mountain.

In an attempt to verify this theory, we have performed statistical examination of precipitation data from the raingages on and around mountain Fruška Gora, whose shape and dimensions agree reasonably well with the initial assumptions of the Kao's analytical model.

The mountain Fruška Gora lies isolated on the Pannonian Plain, approximately at 45° N and 20° E. It extends about 112 km in the east-west direction with the maximum width of about 23 km, and its peak is 539 above the surrounding terrain. It should be noted that convective activity frequently appears in that region, especially in the period from April to October, when a convective storm can be noted every 6th - 7th day.

Fig. 1 shows features of the mountain, as well as locations of the raingages of interest.

2. Methodology and data stratification

Starting assumption of this study was that enhanced lifting of the air on the right windward side of the mountain would in certain situations trigger formation of the Cu clouds (and precipitation), which otherwise would not occur.

However, we have decided to look for precipitation effect not on the same slope, but diagonally behind the mountain. In effect, we expect that Cu would be carried a certain distance by environmental winds before producing any precipitation.

Because of the east-west elongated position of the mountain, we have decided to consider only situations with northerly wind aloft, which are more pronounced in this region, in connection with storms, than, situations with the opposite, southern winds. In addition, the position of station Novi Sad relative to the mountain along with the shape of mountain, suggested that the analyses should be restricted to the north-wind cases only. Accordingly we groupet raingages behind the mountain in *right* and *left* groups, depending on their position to the N-S axis passing through the top of the mountain. Division is schematically shown in *Fig. 2*.

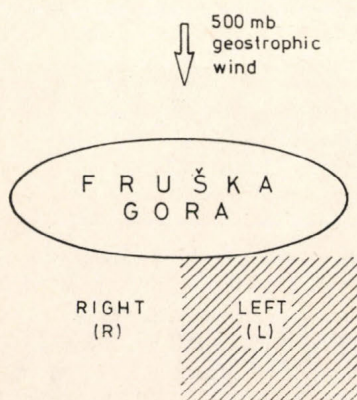


Fig. 2: Schematic division of the lee side of the mountain relative to northerly 500 hPa geostrophic wind.

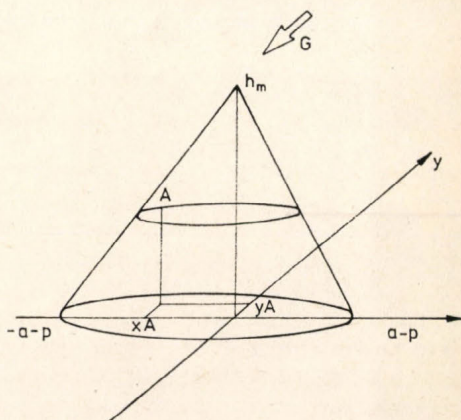


Fig. 3: Asymmetrical cone used to approximate mountain shape.

In this way, if the theory is correct, in the days when enhanced lifting is able to raise the air above condensation level (*yes* days), left side should exhibit greater probability of precipitation occurrence than usually (*no* days). On the other hand, *right* side should not be much affected by Kao's lifting.

Key requirement then is to devise a way to separate *yes* from *no* days. To this end, we have computed a 'characteristic measure' of lifting over windward right slope of the mountain, applying Kao's theory as follows.

First, we had to approximate the mountain shape with an analytical expression. To do this, we have chosen an asymmetrical cone of the form

$$h(x, y) = h_m \left\{ 1 - \frac{\sqrt{(xp)^2 + a^2(a^2 - p^2)[(x/a)^2 + (y/b)^2] + xp}}{a^2 - p^2} \right\}. \quad (1)$$

Here, h is the mountain height; x and y are the coordinate axes, with the usual E-W and N-S directions, centered at the surface projection of the mountain top. Top height, h_m , is taken to be 539 m; $2a$ and $2b$, are the axial length and width of the cone base; p , taken to be 10 km, is the distance between coordinate center and the geometrical center of the mountain base. Details of the chosen conet are schematically shown in *Fig. 3*.

Furthermore, we have computed vertical velocity from the Kao's model ie only one, somewhat arbitrary chosen point A, on the windward right side of the mountain slope. Its coordinates

$$\begin{aligned}x_A &= 0.5(a+b) \\y_A &= 0.5 \sqrt{1 - \left(\frac{x+p}{a}\right)^2}\end{aligned}\tag{2}$$

are shown in *Fig. 3*. We have assumed that lifting in that point roughly represents a characteristic measure of the lifting over the whole surface on that side of the mountain.

For computation, we have used the expression

$$\begin{aligned}w &= G(\partial h/\partial x) + \sqrt{2}G \exp\{-\nu[z - h(x, y) - h_s]\} \cdot \\&\quad \cdot \sin\{\nu[H - h(x, y) - h_s] - 3/4\pi\} \cdot \\&\quad \cdot [\cos \nu(H - z)(\partial h/\partial x) + \sin \nu(H - z)(\partial h/\partial y)],\end{aligned}\tag{3}$$

where ν is defined as

$$\nu = \sqrt{f/2K},$$

from Kao's work. Here $h(x, y)$ is now given by (1), and $(\partial h/\partial x)$ and $(\partial h/\partial y)$ were computed from (1). Also, we have assumed here some typical values from the standard micrometeorological textbooks, i.e., 10 m for the surface layer, h_s ; 810 m for the depth of the Ekman-layer, and $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ for the friction coefficient K . Thus, we have found that the vertical velocity over point A, at the height $h(A) + 2h_s$ is

$$w_A = 0.0037 G,\tag{4}$$

where G is the magnitude of the geostrophic wind aloft.

Now, we had to define some quantitative measure of the height to which a parcel of air, with the initial velocity, w_A , could ascend as it crossed the mountain. Thus, we have introduced a 'characteristic time interval' of the crossing as

$$\tau = 2b/G.\tag{5}$$

Using this, it could be found that the air over windward, right slope of the mountain, typically ascends to the height

$$z_A = h(A) + 2h_s + w_A\tau.\tag{6}$$

For the chosen values of parameters, z_A was about 291 m, and this value was used in data reduction. Note that this actually represents lifting of the air of about 85 m from the initial position.

Now, the criterion to distinguish *yes* or *no* days was whether the obtained height z_A was greater or less than the condensation level z_c , respectively.

3. Database and data reduction

Primary database consisted of the daily rainfall amounts, taken from the raingages listed in *Table 1* (with positions shown in *Fig. 1*), for the period 1976–1978. These data were reduced in several passes, as follows:

TABLE 1
List of raingages used

Left	h (m)	Right	h (m)
Čortanovci	140	Ležimir	140
Gladnoš	185	Erdevik	120
Velika Remeta	200	Kukujevci	90
		Manotelas	130
		Martinci	85

1. Only days with 500 hPa wind above Fruška Gora approximately from the N direction were considered. Direction of the wind was taken from manually analysed 500 hPa maps of the Yugoslav Hydrometeorological Bureau.

2. Out of days which satisfied criterion 1., we considered only those in which at last one of the raingages recorded precipitation. Result of the first two passes was a calendar of days with rain and northerly 500 hPa wind.

3. For each of the selected days we have calculated daily rainfall (taken to be an arithmetic mean) for both *left* and *right* group of gages. For a given group, a day was declared to be 'rainy' if the mean rainfall was greater than or equal to 0.1 mm.

4. Finally, days selected were subdivided into two groups, according to whether the lifting height z_A exceeded lifting level z_c or not. Lifting condensation level was estimated from the records of the nearby first-order station Novi Sad (also shown in *Fig. 1*), using the formula

$$z_c = \frac{T_0}{\gamma} \left(1 - \frac{r_0}{100} \right)^{\gamma/\gamma'} \quad (7)$$

This formula approximately evaluates the condensation level of a parcel of air, lifted without entrainment. γ' is defined as $A\gamma_A - \gamma_h$ where γ_h is the lapse rate of homogenous atmosphere (~ 3.4 K/100 m), γ_A is the adiabatic lapse rate (~ 1 K/100 m), and A is a constant in the Clausius-Clapeyron equation with approximate value 20. Thus, the value of γ' was taken to be 16 K/100 m, and for the vertical change of temperature, γ , a standard value of 0.6 K/100 m was taken. T_0 and r_0 are the surface temperature and humidity, respectively.

Final result of data reduction is the *Table 2*, showing occurrence of rainy days for the *left* and *right* group, for days in which Kao's effect might be expected, (i. e., $z_A > z_c$ or *yes* days), and otherwise similar days in which this effect is expected to be less pronounced, (i. e., $z_A < z_c$ or *no* days).

TABLE 2
Occurrence of rainy days in the left and right group of raingages for days with pronounced Kao's lifting and without it

Lifting criterion satisfied	Number of days	Number of rainy days	
		left	right
yes	84	71	69
no	68	39	50

4. Results

Table 3. shows the relative frequencies of occurrences of the rainy days, computed from Table 2. A glance at the table shows that probability of the rainy days occurrence in the right group of gages does not show much difference in yes/no days. Probabilities on the left side, however, seem to be affected.

TABLE 3
Relative frequencies of a rainy day occurrence for the left and right group of raingages with pronounced Kao's lifting and without it

Lifting criterion satisfied	Number of rainy days	
	left	right
yes	0.845	0.821
no	0.574	0.735

To ascertain this, we have applied a test for comparison of two observed frequencies with the normal approximation (Brownlee, 1965). The result was that, at a significance level 0.05, it can be accepted that for the left group of stations, probability of a rainy day occurrence is greater for yes than for no days. Same test applied to the right group of stations, revealed that at the same significance level, two probabilities should be accepted to be equal.

In this way, the stratification of data by lifting criterion has shown that only the left leeward side of the mountain was affected. This being the result expected by theory, we interpreted it as its confirmation in this particular case.

Acknowledgement. The authors wish to acknowledge Miss Slobodanka Babič who has prepared and made technical processing of data and Mr. Slobodan Niko-*vič*, for a careful drafting of figures.

REFERENCES

- Brownlee, K. A., 1965: *Statistical Theory and Methodology in Science and Engineering*. Wiley, New York.
- Kao, S. A., 1980: An analytical solution for the three dimensional flows in the atmospheric boundary layer over terrain. *J. Appl. Meteor.* 20, 386-390.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics* 21, 87-230.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 4. szám, 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 4 Jul – Aug 1988. Budapest

Estimation of the energy of global radiation in hydrological studies

G. KOVÁCS †

*International Institute for Applied Systems Analysis
Laxenburg, Austria*

The purpose of the investigation was to find a relatively simple method for the numerical characterization of the solar radiation reaching the Earth's surface, which method can be applied in hydrological studies to estimate the precipitation-evaporation-runoff relationships. The water equivalent which can be evaporated by the available energy was introduced and the distribution of this parameter was estimated over the Globe. The first step was the approximation of the deterministic extraterrestrial radiation in the form of trigonometric functions depending on latitude and calendar date. When this parameter is transformed for the characterization of the energy reaching the land surface the random condition of the atmosphere should be taken into account, usually by considering the relative value of sunshine hours. After comparing several methods used generally to approximate this relationships, two formulae were prepared only to calculate the two extreme values (energy reaching the surface in the case of cloud-free sky and when the sky is completely covered). Finally it was investigated how the altitude influences the amount of water which can be evaporated by the energy of the incoming radiation.

*

A globál-sugárzás becslése hidrológiai vizsgálatokban. A hidrológiai körforgalmat fenntartó motor a Föld felszínére a Napról érkező rövidhullámú sugárzás. Szükséges ezért, hogy ennek értékét egyszerű eszközökkel becsülni tudjuk a hidrológiai vizsgálatokban. Az ismertetett közelítő eljárás első lépése az atmoszféra külső felületét érő extraterresztrikus sugárzás determinisztikus értékének becslése. A napi energia összegét a Φ szélességtől és a naptári naptól függően trigonometrikus formában adhatjuk meg (2., illetve 5. egyenlet). Ennek megfelelő határok közötti integrálásával az éves, féléves vagy havi energiaösszegek is számíthatók. Amikor a Föld felszínét érő globál-sugárzást számítjuk az extraterresztrikus értékből, figyelembe kell vennünk az atmoszféra véletlen jellegű állapotának hatását, amely befolyásolja az érkező energia elnyelődését, illetve visszaverődését. Ez többnyire a viszonylagos napfénytartam értékének számításba vételével történhet. Több módszert összehasonlítva (5. ábra) arra a következtetésre jutottunk, hogy célszerű – a bizonytalanság csökkentése érdekében –, ha a hidrológiai vizsgálatokban csupán a két szélső értéket (relatív napfénytartam egy, illetve zérus) használjuk fel és a közbenső változást a csapadékösszeg alapján becsüljük. Végül vizsgáltuk, hogy a tengerszint feletti magasság hogyan befolyásolja az érkező sugárzás által elpárologtatható víz mennyiségét. Ez a befolyásoló tényező nyilvánvalóan a hőmérséklet alakításával feje ki hatását. A bonyolultabb kapcsolat elkerülése érdekében megkíséreltük annak az általános trendnek a felvázolását, amely a párolgásnak a magasság növekedésével járó csökkenését jellemzi (2. táblázat). A vázolt közelítések megbízhatósága különböző. Az extraterresztrikus sugárzás napi összegének hibája alig egy-két százalék a

szélsőséges helyzetek kivételével (sarki területek téli féléve). Az atmoszféra véletlen jellegű hatásának bizonytalanságát azzal igyekeztünk csökkenteni, hogy csak a csökkenés lehetséges tartományát becsüljük. Legbizonytalanabb a magasság, illetőleg a hőmérséklet hatásának figyelembevétele. Minthogy a globális hidrológiai vizsgálatok bizonytalansága jelentős, ezért már ennek az egyszerű becslési módnak a felhasználása is segítséget nyújtott a hidrológiai klímamodellek összekapcsolásában. Tovább folytatjuk azonban a vizsgálatokat annak meghatározása érdekében, hogy melyek azok a legegyszerűbb meteorológiai változók – a sugárzást és a hőmérséklet alakulását jellemző legegyszerűbb kombinációk –, amelyeket jó eredménnyel használhatunk a csapadék-párolgás-lefolyás hármass kapcsolat számszerű jellemzésére.

*

The engine maintaining the movement of water along the hydrological cycle is the short-wave radiation of the sun reaching the earth. For hydrological analysis it is necessary therefore, to estimate the energy provided by this radiation. The energy reaching an unit area during a time-unit depends on the latitude and altitude of the investigated area, the position of the earth related to the sun and the condition of the atmosphere. Among the four influencing factors the Φ° latitude and h [m asl] altitude are constants when a given case is investigated. The position of the earth is a deterministic variable which causes the daily and seasonal fluctuation of the incoming energy. Finally, the effect of the atmosphere is a random variable, which can be excluded from the first phase of the investigation – simplifying the analysis in this way – assuming that the purpose of the first step is limited to the determination of the radiation reaching the external border of the atmosphere (Q_A extraterrestrial radiation). In the second phase of the analysis the investigation should be continued by studying the ratio of the short-wave radiation reaching the surface and the extraterrestrial radiation. Finally, there is a third topic to be investigated when the task is the hydrological application of radiation data, i.e. how the altitude influences the hydrological effect of radiation.

Estimation of the extraterrestrial radiation

The Q_A value depends only on the latitude and the time point of the investigation. The time expresses both the rotation of the earth (daily fluctuation) and its position related to the sun (seasonal fluctuation). In hydrology the application of shorter time unit is rarely necessary than one day. Hence the determination of the daily sum of incoming energy provides the hydrologists with sufficient information and, therefore, the time variable can be simplified giving the number of the day counted from 21 March (vernal equinox) in the Northern Hemisphere and from 23 September (autumnal equinox) on the Southern Hemisphere.

In "Smithsonian Meteorological Tables" (1966) Table 132 gives the total daily solar radiation at the top of the atmosphere in cal cm^{-2} for several days of the year depending on the latitude (which is tabulated from 90° till -90° in 10° steps). Table 133 contains the total solar radiation also in cal cm^{-2} falling on a horizontal surface at the top of the atmosphere during the whole year and the amounts are also divided for the summer and winter half-years. Plotting the daily radiation values as a function of time and latitude (*Figure 1*) as well as the radiation on 21 March, 22 June, 23 September and 22 December against the latitude (*Figure 2*), the following consequences can be drawn up:

— The differences in the distribution of radiation over the Northern and Southern Hemispheres, respectively, is negligible in practice. The same $Q_A(\Phi, t)$ function can be used to describe this distribution over the globe, only the origin of the time axis is different (21 March and 23 September respectively).

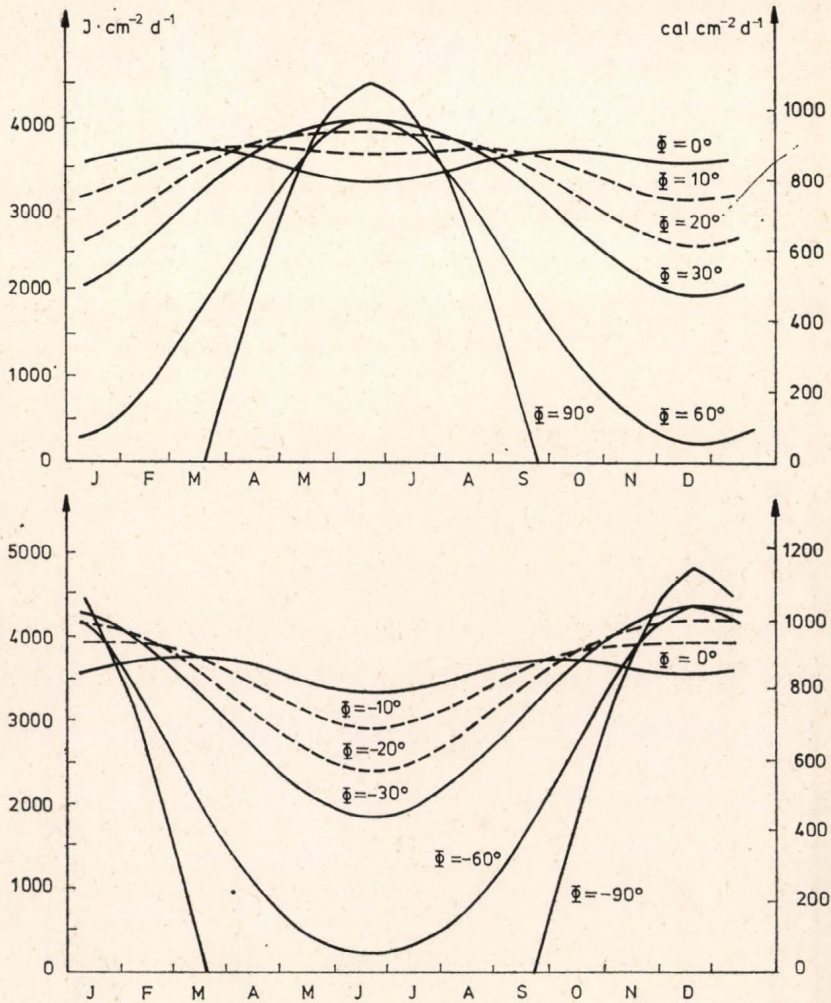


Fig. 1: Daily extraterrestrial radiation depending on latitude and calendar date.

— The radiation ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) as a function of latitude on 21 March and 23 September can be well approximated with the half wave of a cosine function:

$$Q_{\text{eq}} = 900 \cos \Phi. \quad (1)$$

— The annual fluctuation of radiation ($\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) at a given latitude can be described by superimposing a half-wave of a sine function over the constant value of Q_{eq} in the summer half-year and another one in the winter half-year (Figure 3):

$$Q_s = Q_{eq} + \Delta Q_1 \sin\left(\frac{360}{365}t\right) \quad 0 < t < 182.5$$

$$Q_w = Q_{eq} + \Delta Q_2 \sin\left[\left(\frac{360}{365}t - 182.5\right)\right] \quad 182.5 < t < 365$$
(2)

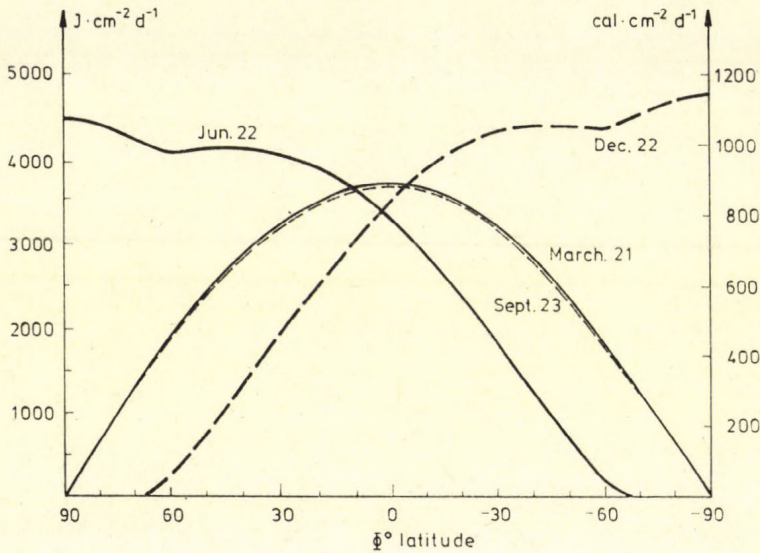


Fig. 2: The distribution of daily extraterrestrial radiation along a meridian on 21 March, 22 June, 23 September and 22 December.

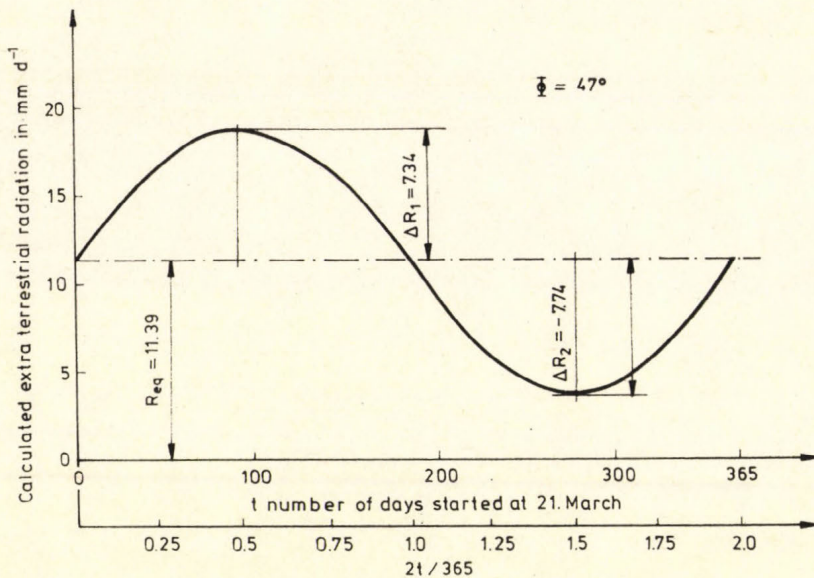


Fig. 3: Simulation of the seasonal fluctuation of radiation by triconometric functions.

$t = 0$ is 21 March in the Northern and 23 September in the Southern Hemisphere.

ΔQ [cal cm⁻² d⁻¹] value in an unambiguous function of altitude. From this function ΔQ_1 can be determined by substituting $\Psi = |\Phi|$ and ΔQ_2 belongs to $\Psi = -|\Phi|$ value.

$$\begin{aligned} \Delta Q &= 19.5(\psi - 60^\circ) + 530, & \text{if } 90^\circ > \psi > 60^\circ \\ \Delta Q &= 10\psi - 70, & \text{if } 60^\circ > \psi > 0^\circ \\ \Delta Q &= 0.543(\psi + 60^\circ)^{1.6} - 450, & \text{if } 0^\circ > \psi > -60^\circ \\ \Delta Q &= -Q_{\text{eq}} = -900 \cos^2 \psi, & \text{if } -60^\circ > \psi > -90^\circ. \end{aligned} \quad (3)$$

The annual and seasonal (cal · cm⁻² year⁻¹) (summer and winter half-year (cal · cm⁻² · 1/2 year⁻¹)) sums of radiation can be calculated by integrating Eq. (2) between relevant limits:

$$\begin{aligned} [\Sigma Q]_{\text{AN}} &= 365 \left[Q_{\text{eq}} + \frac{1}{\pi} (\Delta Q_1 + \Delta Q_2) \right] \\ [\Sigma Q]_{\text{S}} &= 182.5 \left[Q_{\text{eq}} + \frac{2}{\pi} \Delta Q_1 \right] \\ [\Sigma Q]_{\text{W}} &= 182.5 \left[Q_{\text{eq}} + \frac{2}{\pi} \Delta Q_2 \right] \end{aligned} \quad (4)$$

TABLE 1

Comparison of the calculated and the actual values of annual and seasonal extraterrestrial radiation
(1 cal/cm² = 4.1868 · 10⁴ J/m²)

Latitude Φ°	Q_{eq} cal cm ⁻² d ⁻¹	ΔQ cal cm ⁻² d ⁻¹	Seasonal radiation (summer), cal cm ⁻² (1/2 year) ⁻¹		Annual radiation, cal cm ⁻² y ⁻¹	
			calculated	precise	calculated	precise
90	0	+1,115	129 544	129 300	129 544	129 300
80	156	+920	135 358	130 480	136 393	133 620
70	308	+725	140 443	134 540	150 869	147 580
60	450	+530	143 702	144 610	173 545	177 220
50	579	+430	155 626	156 030	211 567	213 010
40	689	+330	164 082	164 620	245 210	246 130
30	779	+230	168 890	169 220	273 298	273 790
20	846	+130	169 499	169 330	294 616	294 440
10	886	+30	165 180	164 850	307 589	307 250
0	900	-70	156 117	155 760	312 234	311 520
-10	886	-166	142 409	142 400		
-20	846	-252	125 117	125 110		
-30	779	-325	104 408	104 570		
-40	689	-384	81 128	81 510		
-50	579	-428	55 941	56 980		
-60	450	-450	29 843	32 610		
-70	308	-308	20 426	13 040		
-80	156	-156	1 035	3 140		
-90	0	0	0	0		0

— The accuracy of the proposed approximations can be judged by comparing the annual and seasonal radiation calculated in this way to the accurate values (*Table 1*). The comparison proves the reliability of the approximation. Considerable discrepancies (exceeding 10%) can be found only in the arctic and antarctic regions ($|\Phi| > 60^\circ$) during the winter half-year (23 September – 21 March and 21 March – 23 September, respectively).

— The radiation value calculated in this way is proportional to the Albrecht's normal value which is frequently used to calculate the global radiation. In the example of *Figure 4* the comparison was made substituting $\Phi = +47^\circ$. The ratio of the extraterrestrial radiation and the Albrecht's value is 1.36 in summer and 1.45 in winter. The slight difference between the two seasons is in harmony with the fact that the method based on the Albrecht's value applies also different equations in summer and winter to quantify the condition of the atmosphere (using the rate of actual and possible sunshine hours as an independent variable).

— In hydrology the use of the equivalent water column for the characterization of the energy offers several advantages. Considering that 1 mm water over a surface of 1 m² is equal to 1 kg water the constant values of Eqs. 1 and 3 can be easily transformed by substituting the latent heat of evaporation of water ($R = Q/\lambda$, $R(\text{mm}/d^{-1})$ and $\lambda = 538.9 \text{ kcal kg}^{-1}$):

$$\begin{aligned}
 R_{\text{eq}} &= 16.7 \cos \Phi; \\
 \Delta R &= 0.362(\Phi - 60^\circ) + 9.75 && 90^\circ > \Phi > 60^\circ \\
 \Delta R &= 0.185\Phi - 1.35 && 60^\circ > \Phi > 0^\circ \\
 \Delta R &= 0.01(\Phi + 60^\circ)^{1.6} - 8.35 && 0^\circ > \Phi > -60^\circ \\
 \Delta R &= -16.7 \cos \Phi && -60^\circ > \Phi > -90^\circ.
 \end{aligned} \tag{5}$$

Estimation of the global radiation on the earth's surface

A considerable part of the extraterrestrial radiation is reflected back to the space and only the rest reaches the earth's surface. The ratio of the incoming and reflected radiation is a random variable which is basically influenced by the cloudiness of the area (type, height, density of clouds). The quotient of the global radiation reaching the surface (Q_G or R_G) divided by the extraterrestrial value is estimated usually as a function of the ratio between n actual sunshine hours and N astronomically possible sunshine hours.

As the first step of the investigation two methods were compared: i. e. one giving a globally applicable approximation proposed by *Glower and McCulloch* and quoted by *Roche* (1963):

$$\frac{Q_G}{Q_A} = 0.29 \cos \Phi + 0.52 \frac{n}{N}; \tag{6}$$

and the other used in the Hungarian Meteorological Service (*Nagyné Dávid A.* verbal communication). The second method uses the Albrecht's normal values (Q_{Alb}) valid for $\Phi = 47^\circ$:

$$\text{in summer } \frac{Q_G}{Q_A} = \frac{Q_G}{\alpha_s Q_{\text{Alb}}} = 0.305 + 0.338 \frac{n}{N} \tag{7a}$$

$$\text{in winter } \frac{Q_G}{Q_A} = \frac{Q_G}{\alpha_w Q_{Alb}} = 0.243 + 0.472 \frac{m}{N} \quad (7b)$$

because according to *Figure 4* $\alpha_s = 1.36$ and $\alpha_w = 1.45$. The comparison (*Figure 5*) shows the relatively good harmony of the two methods.

For the hydrological studies the substitution of the ratio of the sunshine hours with annual precipitation would provide a great advantage, because the determination of a radiation vs. precipitation function might open the way to the derivation of a direct relationship between precipitation, actual evapotranspiration and runoff. It is necessary, however, to consider, that the relationship between cloudiness and precipitation is not linear at all and even not unambiguous.

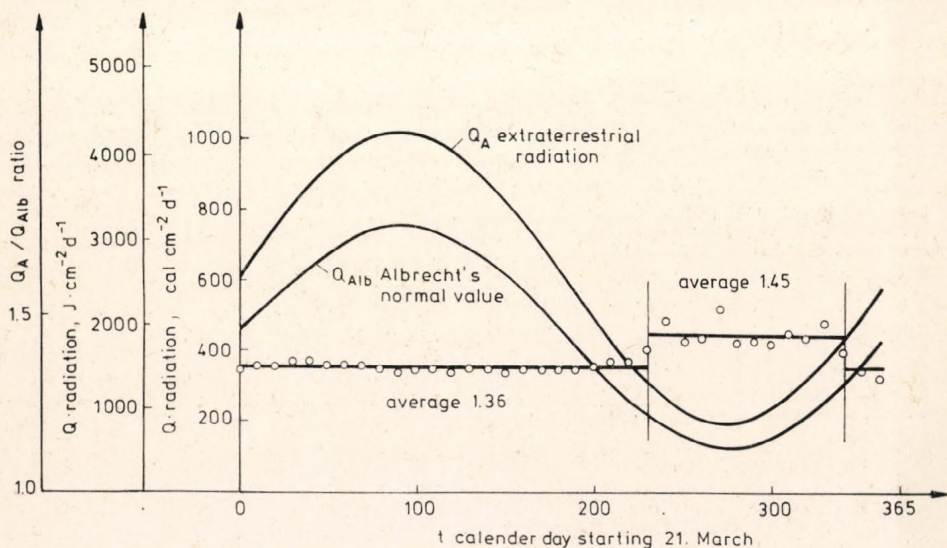


Fig. 4: Comparison of the calculated daily radiation and Albrecht's normal value.

A precipitation of high intensity and short duration causes only a relatively small decrease of radiation although the depth of precipitation is considerable and in the opposite case a thick cloud of long duration may reduce strongly the radiation without yielding any precipitation.

Within a given region — where the annual pattern of precipitation has only slight changes from year to year — it is possible, however, to approximate the R_G/R_A vs. precipitation function on the basis of several observed data pairs. *Giusti* (1978) has proposed such relationship for the estimation of global radiation in Puerto Rico ($\Phi \sim 18^\circ$ N):

$$\frac{R_G}{R_A} = 0.73 - 0.00009 P, \quad (8)$$

where P precipitation has to be substituted in mm. His figure — which is repeated here as *Figure 6* — shows that the upper extreme value (R_G/R_A belonging to $n/N = 1$) seems to be smaller than that given by Eq. 6 and the lower limit (R_G/R_A when $n/N = 0$) higher than the *Glover-McCulloch's* value.

Concerning the strong uncertainty of the R_G/R_A vs. P relationship it is not advisable to propose any equation of global validity for the estimation of the radiation reaching the Earth's surface from precipitation data. As a summary of this analysis a relatively reliable approximation can be given, however, for the two extreme values, and for their ratio. Eq. 6 can be used (with a slight modifica-

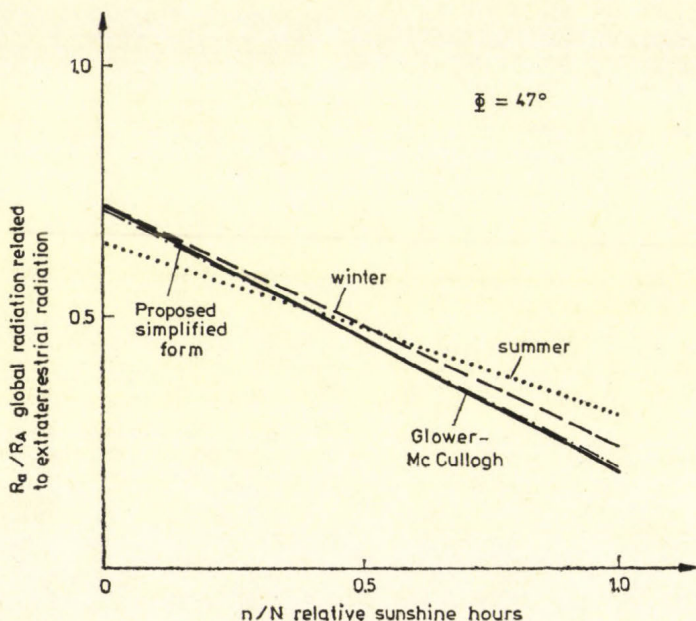


Fig. 5. Comparison of methods proposed to transform extraterrestrial radiation to global radiation reaching the earth's surface.

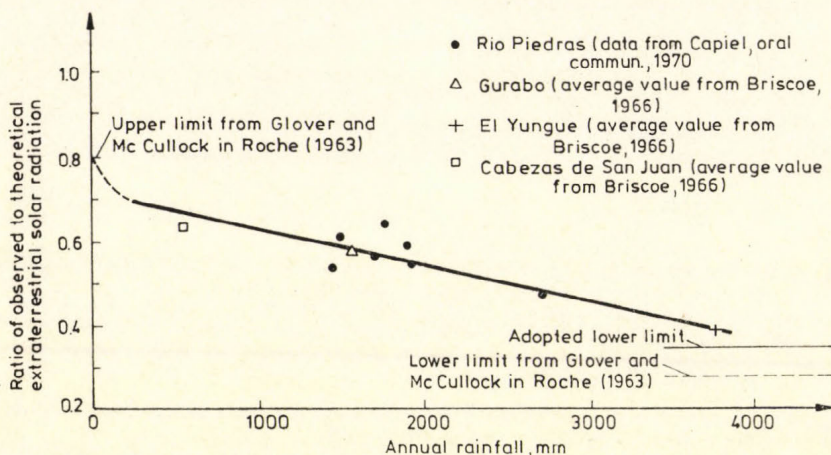


Fig. 6. Relationship between R_G/R_A ratio and precipitation after Giusti (1978).

tion of the constants to get rounded figures) to estimate the global radiation reaching the surface under absolutely arid condition ($R_{G\max}$ cloud free sky) and in the case of very high precipitation ($R_{G\min}$, when the number of sunshine hours tends to zero):

$$\begin{aligned} R_{G\max} &= R_A(0.3 \cos \Phi + 0.5) \\ R_{G\min} &= R_A 0.3 \cos \Phi \\ \frac{R_{G\max}}{R_{G\min}} &= 1 + \frac{1}{0.6 \cos \Phi} \end{aligned} \quad (9)$$

The influence of altitude on the hydrological effect of radiation

In the introduction altitude is mentioned as one of the four factors influencing the amount of energy provided by the short wave radiation. This statement is an apparent contradiction because the radiation hardly depends directly on the height of the investigated area above the sea level, since the decrease of the path of radiation through the atmosphere is negligible compared to the total thickness of the atmosphere. Evaporation – the most important hydrological effect of radiation – is, however, a function of temperature and the latter is closely related to altitude. It is necessary, therefore, to analyse its dependency on temperature or indirectly on altitude.

It is a well-known fact that the net radiation (R_N expressed in equivalent water column) is balanced by the H/λ sensible and E latent heat transport. The latter is estimated usually as a function of the γ psychometrical constant and the Δ tangent of the e_0 saturated vapour pressure vs. T temperature function

$$\Delta = \frac{de_0(T)}{dT} = \alpha\beta \frac{6.11 \exp [\alpha T / (T + \beta)]}{(T + \beta)^2}, \quad (10)$$

where α and β are 17.27 and 237.3 °C respectively, when $T \geq 0^\circ$ C or 21.88 and 265.5° C respectively, when $T < 0^\circ$ C.

Aiming at the determination of the possible maximum evaporation which can be produced by the incoming global radiation it is reasonable to use the same relationship for reducing the water column equivalent to the energy of radiation into the amount of equivalent evaporating water:

$$E_G = \frac{\Delta R_G}{\Delta + \gamma} \quad (11)$$

The application of this equation is strongly complicated by the fact that both radiation and temperature change in time and the use of their long-term average would result in a considerable error because of the nonlinear relationship between the variables. The problem can be avoided by applying short time units but this solution raises the amount of computation and data requirement. Aiming at the globally applicable estimation of the amount of evaporating water equivalent to the incoming radiation some compromise should be looked for. The minimum requirement is to divide the year into two halves and use the average values of temperature and energy in summer and winter.

A further difficulty is caused by the fact that the average temperature is not an unambiguous function of the latitude but both orography and the oceanic currents influence strongly the temperature distribution over the Globe. The influence of altitude can be eliminated by reducing the temperature to the sea level but the currents create such complicated patterns, which cannot be described by mathematically amenable functions. Hence the influence of altitude on evaporation should be investigated in each region separately by using the actual local temperature data instead of giving general relationship valid all over the Globe.

TABLE 2
Decrease of evaporating water equivalent to global radiation with increasing of altitude at different latitudes

Latitude Φ°	Global radiation			Average temperature		Average Δ value	
	Annual mm y^{-1}	Summer	Winter	Summer	Winter	Summer	Winter
		mm $(1/2y)^{-1}$		°C		mbar	
0	4626	2313	2313	30	30	2.43	2.43
10	4520	2427	2093	29	28	2.32	2.20
20	4268	2454	1814	28	23	2.20	1.70
30	3859	2381	1478	26	15	1.99	1.10
40	3317	2218	1099	23	5	1.70	0.61
45	3017	2111	906	21	0	1.53	0.44
50	2702	1989	713	19	-5	1.37	0.344
55	2402	1866	536	17	-10	1.23	0.231
60	2086	1727	359	15	-15	1.10	0.153
90	1196	1196	0	0	-30	0.44	0.099

Maximum probable evaporation equivalent to global radiation in mm y^{-1} at

Φ°	mm above sea level						
	0	1000	2000	3000	4000	5000	6000
0	3643	3377	3064	2705	2290	1850	1646
10	3506	3230	2909	2542	2136	1986	1494
20	3193	2918	2594	2235	1949	1668	1220
30	2714	2441	2122	1858	1479	1245	886
40	2124	1933	1633	1328	1169	870	600
45	1838	1641	1372	1106	966	698	477
50	1611	1384	1146	912	795	568	381
55	1366	1196	965	878	657	457	
60	1143	971	797	717	525		
90	478	426	304	204			

To demonstrate the effect of the altitude on the amount of evaporating water equivalent to the global radiation two temperature vs. latitude relationships were assumed one characterizing the summer half year and the second giving the average condition in winter (the two functions can be accepted as the general approximations of the actual distributions). The results of this analysis is summarized in Table 2 assuming a decrease of temperature of 6° C with 1000 m. The tabulated data show the general trend of the decrease of evaporation with increasing altitude depending on latitude as well.

Conclusions

For the characterization of the hydrological effects of global radiation the water equivalent which can be evaporated by the energy available at the earth's surface was introduced and the distribution of this parameter was estimated over the Globe.

The first step of the investigation was the approximation of the deterministic extraterrestrial radiation in the form of trigonometric functions depending on latitude and calendar date. When this parameter is transformed for the characterization of the energy reaching the land surface the random condition of the atmosphere should be taken into account, usually by considering the relative value of sunshine hours. After comparing several methods used generally to approximate this relationship, two formulae were prepared only to calculate the two extreme values (energy reaching the surface in the case of cloud-free sky and when the sky is completely covered). Finally it was investigated how the altitude influences the amount of water which can be evaporated by the energy of the incoming radiation.

The purpose of the analysis was to provide the hydrologists with a method which can be used all over the world to estimate the actual areal evaporation and the average runoff from precipitation and radiation data. Considering the relatively great uncertainty of global hydrological data the required accuracy was also lower than that usually aimed at in the investigation of an actual problem. The possible error in the calculation of the daily value of the extraterrestrial radiation is less than a few percentage except extreme cases (winter half year in the polar regions). To reduce the uncertainty of the energy of global radiation reaching the earth's surface only the two extreme cases were estimated, since their knowledge provides sufficient information for the hydrological studies. The greatest uncertainty characterizes the analysis of the influence of the altitude on the amount of evaporation. Only the general trend of the decrease of this amount with increasing altitude (and decreasing temperature) was, therefore, demonstrated.

REFERENCES

- Giusti, E. V.*, 1978: *Hydrogeology of the Karst of Puerto Rico*. USGS, Professional Papers No. 1012.
Roche, M., 1963: *Hydrologie de surface*. Gauthie Villars Editeur, Paris.
Smithsonian Meteorological Tables, 1966: Smithsonian Institute, Washington.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 4. szám, 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No 4 Jul – Aug 1988, Budapest

A global model on the climatic effects of sulfur compounds and CO₂

BOZÓ L. and PÁLVÖLGYI T.

*Institute for Atmospheric Physics
H-1675 Budapest, P.O.Box 39, Hungary*

The aim of this study is to construct a complex chemical-climate model which is suitable for examination of sulfur species' profiles changing due to the increasing SO₂ emission and the probable increase of the global mean temperature changing as a result of the increasing CO₂ concentration. The one-dimensional, steady-state chemical submodel makes possible to determine the vertical profiles of all important sulfur species in the troposphere. The zero-dimensional climate submodel involves the fundamental feedback mechanisms of climate system and it is suitable to simulate the annual cycle of global mean temperature. According to our calculations the global warming in consequence of CO₂ emission is reduced by increase of sulfate-aerosol concentration.

*

A légköri kénvegyületek és a CO₂ éghajlati hatásainak globális modellje. A tanulmány célja olyan kapcsolt kémiai-éghajlati modell megalkotása, amely lehetővé teszi a növekvő antropogén SO₂ kibocsátás következtében módosuló vertikális kénvegyület-eloszlás és a CO₂ koncentráció növekedése miatt várható hőmérséklet-emelkedés vizsgálatát. A kémiai részmodell egydimenziós, kvázistacionárius: lehetőséget nyújt valamennyi fontos kénvegyület troposzférikus eloszlásának leírására. Az éghajlati részmodell nulladimenziós: tartalmazza az éghajlati rendszer alapvető visszacsatolásait és alkalmas a globális átlaghőmérséklet évi menetének reprodukálására. A két részmodell közötti visszacsatolást az aeroszol-visszacsatolás valósítja meg. Számításaink szerint az SO₂ emisszió növekedése következtében emelkedő szulfátaeroszol-koncentráció mérsékli a CO₂ emisszió-növekedés miatt bekövetkező hőmérséklet-emelkedést.

Introduction

The investigation of connection between the atmospheric sulfur compounds and climate system has received considerable attention in recent years. Its main reason is that concentrations of certain sulfur compounds and radiatively active trace gases can significantly increase with expansion of the industrial activity, influencing the acidity of precipitation and the radiation balance of Earth-atmosphere system. It causes serious problem on the Northern Hemisphere, because at least 90% of the anthropogenic sulfur is emitted into the troposphere over this territory. Modification of the radiation balance yields changes in the

global mean temperature, which determine the value of rate constants, thus having an effect on the concentration of sulfate-aerosol, too. This concentration, however, influences the global mean temperature.

Our first purpose is the qualitative and quantitative investigation of vertical sulfur profile and probable temperature increase with the help of a complex chemical-climate model. In this paper after the presentation of possible future man-made emissions we try to calculate the vertical profiles of sulfur compounds on global scale. Then an attempt will be made, by taking into consideration the probable anthropogenic effects, to determine the SO_2 and sulfate concentrations and the global mean temperature expected by the year 2020.

One of the latest achievements of atmospheric chemistry is that, due to the knowledge of atmospheric transformations, chemical-mathematical models can be constructed, which are suitable to compute the spatial distributions of atmospheric components. In connection with the distributions of sulfur compounds three models may be mentioned. *Rodhe and Isaksen* (1980) have made a two-dimensional altitude/latitude model to determine the spatial profiles of H_2S , SO_2 and SO_4 in the troposphere. Rate constants of their model are independent of the altitude. *Sze and Ko* (1980) have calculated the vertical profiles of CS_2 , COS , SO_2 and SO_4 by a one-dimensional system. An alternative transport model was recently made by *Chatfield and Crutzen* (1984) which takes into account rapid and efficient vertical transport by Cb clouds.

Our programme is to make use of the energy balance climate models (EBM), which are able to describe the transient responses, arising over decadal time intervals, using modelled annual cycles of the mean climate variables. During the development of the time-dependent energy balance models two basic directions have been emerging. In the Sellers-type climate models (*Sellers*, 1972; *Saltzman*, 1978) the time-dependence is realized by the statistical-empirical parameterization of the energy characteristics while, in the North-type EBM, the feedback mechanisms are determined by the Legendre-polynomial approximation (*North and Coakley*, 1979) and (*Nort et al.*, 1983). However, the description of the transient behaviour — which is considered by the annual cycle of the forcing functions — requires the study of slow components of the climate-system (*Ellsaesser*, 1984). The time scale for decay of the uppermost ocean is needed; for this reason we have studied the Ramanathan's two-box atmosphere-ocean model (*Ramanathan et al.*, 1979). A consistent database is needed to determine the feedback mechanism as discussed by *Golitsyn* (1983), *Berljand* (1980), *Ohring and Gruber* (1983), *Lamb* (1984) and *Major et al.*, (1982).

1. Estimation of the future human emission

There is no reason to suppose that the global environmental problems of mankind would be resolved during the next decades. The efforts for environmental protection of developed industrial countries may only yield that the center of the pollution would be shifted nearer to the third world (after the report of the Rome Club). During our experiments we should like to model the climatic effects of the oxidation of the fossil fuels (*Fig. 1*) i.e. this form of the environmental pollution may be regarded as a global influence which has emission sources on every point of the globe. Among the secondary products — which arise during the energy production based on petrol, natural gas or carbon — we deal first

with the emission of CO_2 (Bolin et al., 1985) and SO_2 . The residence time of CO_2 in the air quite exceeds the characteristic time of the global circulation, thus the global CO_2 may be considered to form a homogeneous long wave radiation absorbing layer. The global emission of SO_2 has increased by 25% in the last decade (1970 - 79) (Várhelyi, 1985) and providing the present growing-rate, 160 (TgS)/year emission of SO_2 might be computed by 2020. The residence time of the aerosol layer arising from sulfur is less than the characteristic time of the global circula-

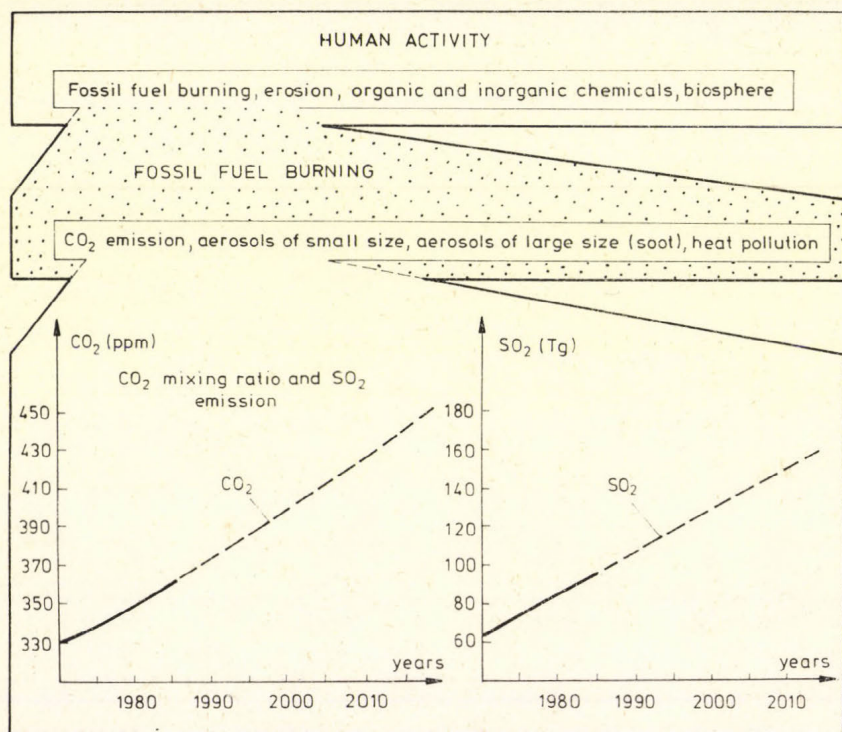


Fig. 1: CO_2 mixing ratio (in ppm) and SO_2 emission (in Tg) till now (continuous line) and assuming till 2020 (broken line)

tion. So aerosol-clouds do not form a homogeneous layer over the Northern Hemisphere. They influence short wave absorption only in the area of the local emission sources. The complex chemical-climate model developed is not able to consider the local effects. Instead the intermittent aerosol clouds are spread through the hemisphere, that is the real distribution of the aerosol is substituted by an uniform layer, as in the case of the CO_2 . The investigation of the climatic effects of the aerosols introduces another problem: the thermal properties of the real aerosol clouds depend considerably on the rate of its absorption the reflection and on the albedo values of the underlying surface. The applied model considers the reflection of the homogeneous sulfate aerosol layer, but the absorption of the layer and the multiple reflection from the surface are neglected in first approaches: this approximation is justified by the size of the aerosol particles and by the relatively low values of the surface albedo.

2. Model construction

We have linked together two simple models, in order to undertake the task we have set ourselves.

2.1. The chemical submodel. The chemical submodel is a one-dimensional system, which makes it possible to determine the vertical profiles of all important sulfur compounds in the troposphere supposing that the emission, the atmospheric rate coefficients and the deposition processes are known. The emission data of sulfur species are taken from *Várhelyi and Gravenhorst (1981)*. The publication of *CODATA (1982)* was first applied to the compilation of chemical mechanisms. The liquid phase transformation of SO_2 is taken from *Rodhe and Isaksen (1980)*. The parameters referring to dry and wet depositions were compiled on the basis of different authors' papers (*Liss and Slater, 1974; Judeikis and Wren, 1977; Wofsy, 1976; Gravenhorst, 1978*). It has been found that this two deposition forms mentioned above play important role only in the case of SO_2 and sulfate, so they may be neglected at reduced sulfur compounds, The applied chemical reactions and the coefficients of wet deposition are summarized in *Table 1*.

TABLE 1
Chemical reactions involving sulfur species

Reaction	Rate constant*
R1 $\text{OH} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{HS}$ $\text{HS} + \text{O}_2 \rightarrow \text{OH} + \text{SO}$	$k_1 = 1.1 \times 10^{-11} \exp(-255/T)$
R2 $\text{CS}_2 + \text{O} \rightarrow \text{CS} + \text{SO}$ $\rightarrow \text{COS} + \text{S}$	$k_{2a} = 1.8 \times 10^{-11} \exp(-530/T)$ $k_{2b} = 1.8 \times 10^{-12} \exp(-530/T)$
R3 $\text{CS}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{product}$	$k_3 = 1.5 \times 10^{-13}$
R4 $\text{SO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO}_2 + \text{O}$	$k_4 = 6 \times 10^{-13} \exp(-3300/T)$
R5 $\text{SO}_2 + \text{OH} + \text{M} \rightarrow \text{HSO}_3 + \text{M}$	$k_5 = 3 \times 10^{-31} (T/300)^{-2.9} \text{I}_2, \text{IN}_2\text{I}$
R6 $\text{CH}_3\text{O}_2 + \text{SO}_2 \rightarrow \text{CH}_3\text{O} + \text{SO}_3$ $\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{product}$	$k_6 = 5 \times 10^{-11}$
R7 $\text{COS} + \text{OH} \rightarrow \text{product}$	$k_7 = 9 \times 10^{-11}$
R8 $\text{DMS} + \text{OH} \rightarrow \text{product}$	$k_8 = 5.5 \times 10^{-12} \exp(150/T)$
R9 $\text{CS} + \text{O} \rightarrow \text{CO} + \text{S}$	$k_9 = 2.7 \times 10^{-11} \exp(-760/T)$
R10 $\text{S} + \text{O}_2 \rightarrow \text{SO} + \text{O}$	$k_{10} = 2.3 \times 10^{-12}$
R11 $\text{HSO}_3 + \text{OH} \rightarrow \text{product}$	$k_{11} = 1.1 \times 10^{-11}$ (<i>Graedel, 1979</i>)
R12 $\text{SO}_2 \rightarrow \text{liquid phase} \rightarrow \text{product}$	$k_{12} = 3 \times 10^{-6}$
R13 SO_2 heterogeneous removal	$k_{13} = 5.8 \times 10^{-7}$
R14 SO_4^{2-} heterogeneous removal	$k_{14}(1) = 2.3 \times 10^{-6}$ 0-4 km $k_{14}(2) = 1.2 \times 10^{-6}$ 5-6 km $k_{14}(3) = 5.8 \times 10^{-7}$ 7-8 km $k_{14}(4) = 2.9 \times 10^{-7}$ 9-10 km

* Rate constants are in units of $\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$ for two body reactions, $\text{cm}^6 \text{s}^{-1}$ for three-body reactions and s^{-1} for k_{12} , k_{13} and k_{14} .

The knowledge of chemical-physical processes characterising the atmospheric transformations of sulfur compounds have made it possible to construct a mathematical model, which is able to simulate the vertical profiles of sulfur compounds. The computations are based on the solving the continuity flux equation:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = P_i - D_i C_i - r_i C_i \frac{\partial}{\partial z} \Phi_i \quad (1a)$$

where z is the altitude, t is the time, P_i is the total quantity of the i^{th} substance originating in the given box, D_i and r_i are the loss rates of the i^{th} substance in gas-phase reactions and in heterogeneous processes, respectively. Φ_i is the flux of the i^{th} substance. The flux is calculated on the following expression:

$$\Phi_i = -K_z \cdot \rho \cdot \frac{\partial}{\partial z} \cdot \frac{C_i}{\rho} \quad (1b)$$

where ρ is the air density and K_z is the vertical turbulent coefficient. The left-side of the equation (1a) is assumed to be zero (steady-state). The boundary conditions of the fundamental equations (1a – b) are as follows:

- the tropopause-level is fixed at the altitude of 10 km as upper boundary condition,
- the lower boundary condition is the emission density of the given compound.

2.2. The climate submodel. The applied climate model is the modified variant of the Pálvölgyi (1985) energy balance climate model (EBM). The submodel integrates each point of the Northern Hemisphere to one point, that is the climate variables should be known as hemispherical averages. The zero-dimensional submodel gives the monthly mean hemispherical air temperature based on the following relation:

$$q \cdot \frac{dT(t)}{dt} = G(t) \cdot SR[C(T); R(S); I(T)] - LR[L(T); CO_2(t)] + HT(T), \quad (2)$$

where q represents the thermal inertia of the modelclimate system. The symbols of the right side are as follows: the solar forcing ($G(t)$) affects in the short-wave radiation block ($SR(. . .)$) through the cloud-feedback ($c(T)$), the ice cover feedback ($I(T)$) and the aerosol feedback ($R(S)$) mechanisms. The out-going long-wave radiation flux ($LR(. . .)$) is approached by the Budyko-type parameterisation ($L(T)$) and by the absorption of the radiatively active trace gases – first the carbon dioxide – and is represented by the ($CO_2(t)$) expression. The ocean-atmosphere heat-transport ($HT(. . .)$) and the listed natural feedback mechanisms (cloud and ice-cover feedback) are published in the above mentioned paper.

The long-wave absorption arising from the human activity is considered after the publication of Vinnikov and Grojszmann, 1981:

$$CO_2(t) = K \cdot \ln \frac{c(t)}{c_0} \quad (3)$$

where c is the actual and c_0 is the reference-concentration of CO_2 and K is an empirical constant (0.025).

2.3. Connection between the chemical and the climate submodels. The connection between the two parts of the complex model is the aerosol feedback mechanism. This feedback influences the climate-system through the change of the total aerosol mass: the short-wave reflection and absorption of the aerosol-layer is given by Schneider and Kellogg (1973):

$$R(S) = \alpha_a(K_1 + K_2 \cdot S) \quad (4)$$

where $R(S)$ is the optical thickness of the aerosol layer α_a is the albedo of the aerosol

layer — which is assumed to be independent of the underlying surface and the clouds — $\alpha_a = 0.05$, and S is the total aerosol mass. The total tropospheric aerosol mass was calculated to be 2.0 Tg (without sea-salt sulfate) on the basis of the measurements carried out in the higher regions of the troposphere (Cadle, 1973), assuming that the total aerosol mass has a similar vertical profile as the sulfate (see later). The mass of non-sulfur-aerosols is constant during our experiments. The burden of sulfate-aerosol may change in our tests as a result of the increasing SO_2 emission modifying the total tropospheric aerosol burden. This means that the difference between the total and the sulfate-aerosol burdens is constant. The

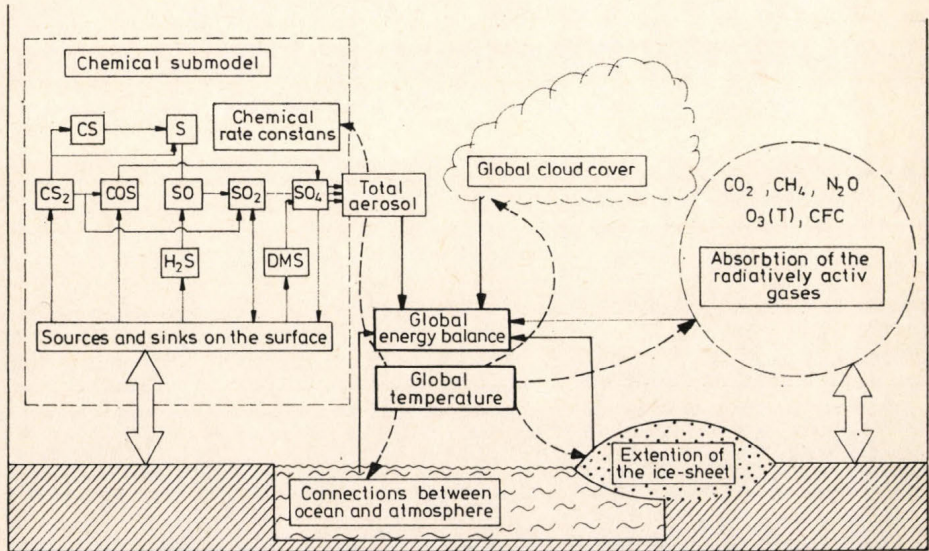


Fig. 2: Schematic block-diagram of the complex model.

connection between the sulfate concentration and the reduction of the incident shortwave radiation is based on the work of *Bolin and Charlson* (1976). We have to use two empirical constants in order to introduce consistent units:

$$K_1 = 0.604 \text{ (undimensioned)}$$

$$K_2 = 0.127 \text{ (1/Tg(S))}$$

The other component of the aerosol feedback mechanism appears in the temperature dependence of the rate-constants — as shown in Table 1. Therefore we need to know the vertical distribution of the temperature. It is parameterized by the surface temperature value related to the U. S. Standard Atmosphere Supplements, 1968 dataset:

$$T(z) = T + (3 - 0.03T) \cdot z \quad (5)$$

where T is the hemispherical monthly mean surface air-temperature given from the climate submodel. The aerosol feedback mechanism — (4), (5), and Table 1 — makes possible the two-directional “on-line” connection between the chemical and climate submodel. Fig. 2 illustrates the schematic block-diagram of complex model.

3. Test experiments

Before the investigations by the coupled chemical-climate model we wanted to make sure whether the behaviours of submodels supported our expectation. The fundamental tests in both submodels were the reproduction of the present situation. The test of the chemical submodel involved the simulation of vertical profiles of sulfur compounds on global scale.

3.1. Vertical distribution of sulfur compounds on global scale. The global vertical distributions of sulfur species calculated by chemical submodel are shown in Fig. 3. The emission data — as lower boundary conditions — were taken from

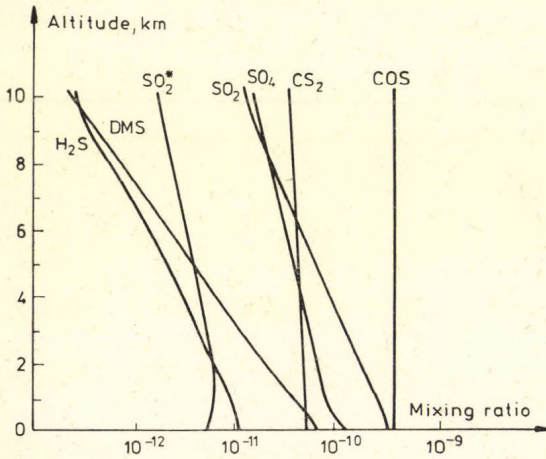


Fig. 3: Vertical distribution of sulphur compounds on global scale

Várhelyi and Gravenhorst (1981). The vertical profiles are briefly characterized below:

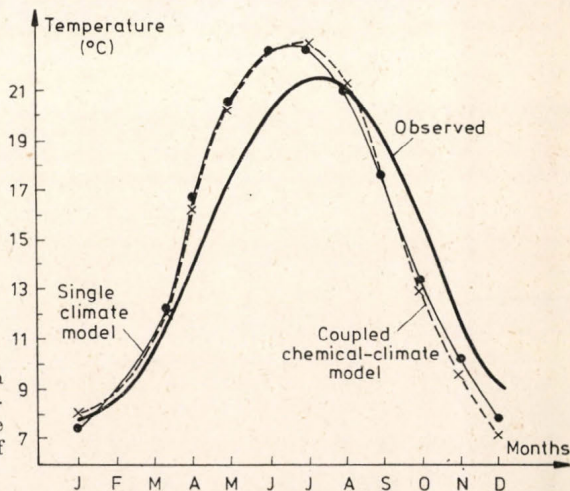
- H_2S , DMS: the emission from the Earth's surface of H_2S and DMS are 1.8 Tg(S)/year and 17 Tg(S)/year, respectively. Their sources are situated only on the surface and they are fast oxidized after getting into the troposphere. The mixing ratios calculated by the submodel referring to the ground level are in good agreement with values measured by Slatt *et al.*, (1978) and Maroulis and Bandy (1977).
- COS, CS_2 : their emission data are 0.3 and 1.8 Tg(S)/year, respectively. These species are well mixed in the troposphere, so their mixing ratios are only slowly changed with the altitude. It should be noted that in spite of their lower emission values their concentrations in the atmosphere are very high. This fact emphasizes the important role of COS and CS_2 in the global sulfur cycle.
- SO_2 : it has three main sources:
 - a) anthropogenic emission (80 Tg(S)/year)
 - b) volcanic activity (15 Tg(S)/year)
 - c) homogenous chemical reactions in the troposphere.

It is shown in Fig. 3. how the homogenous reactions act on the vertical SO_2 profile (marked by an asterisk). Another SO_2 curve involves the effects of all main sources. In the latter case the decrease of mixing ratio with height is strictly monotonic and in the former one increases

up to 1.5 km. This is because the effect of an intensive emission from surface exceeds the effect of homogenous reactions produced on the tropospheric mixing ratio of SO_2 . The concentration of this compound near the surface computed by submodel is about 370 ppt. It is a bit higher than measured by *Maroulis et al.*, (1980) on remote areas because the anthropogenic sources in the submodel were uniformly spread on the Earth's surface, i. e. globally averaged emission density was applied. The greater part of measurements, however, was carried out at great distance from the sources, where the anthropogenic effects have much slighter effect.

- SO_4 : Decreasing of mixing ratio with altitude is not so fast as it is in the case of SO_2 , in agreement with the observations of *Várhelyi* (1978). Its

Fig. 4: Annual change of global mean temperature (continuous thick line: measured continuous line: on the basis of climate submodel only dashed line: on the basis of chemical-climate model)



concentration on ground level calculated by the submodel is in good agreement with those published by *Lawson and Winchester* (1979), *Mészáros and Vissy* (1974), *Rahn and McCaffrey* (1979).

3.2. Test of the climate submodel and the coupled chemical climate model. The reproduction of the hemispherical climate has been chosen as test-experiments of the climate blocks which is investigated by the annual cycle of the hemispherical average surface air-temperature. *Figure 4* shows the observed annual change (after *Golitsyn*, 1983) — thick continued curve — the computed annual change by the climate submodel only — thin continued curve — and the annual variation computed by the coupled chemical-climate model — dashed curve —. It seems that the two model outputs hardly differ from each other; this makes possible to compare the results of the single climate submodel with the results of the coupled chemical-climate model. During the comparison of the observed and the computed values it has been found that the model gives adequate results for the annual mean and annual amplitude of the temperature but the phase of the modelled annual cycle shows nearly half month long deviation. (The likely reason of it is the simple parameterization of the ocean-atmosphere heat transport.) The numerical convergence properties of the single climate model and the coupled chemical-climate model are similar; the applied fourth-ordered Runge-Kutta method shows good features of convergence in a wide interval of the initial conditions.

Taking into consideration that experiments connected with the climatic effects of the human activity use the annual mean values only (the monthly mean annual cycle is not needed) it is thought that the climate submodel – which is satisfactorily approaching the observed annual mean values – may well be applied.

4. Simulation of the hemispherical climate up to 2020

The climate-simulation of the 50 years period from 1970 until 2020 has been chosen as the basic experiment. The initial date of the experiment are given by more facts: on the one hand the correct extrapolation of the past and present

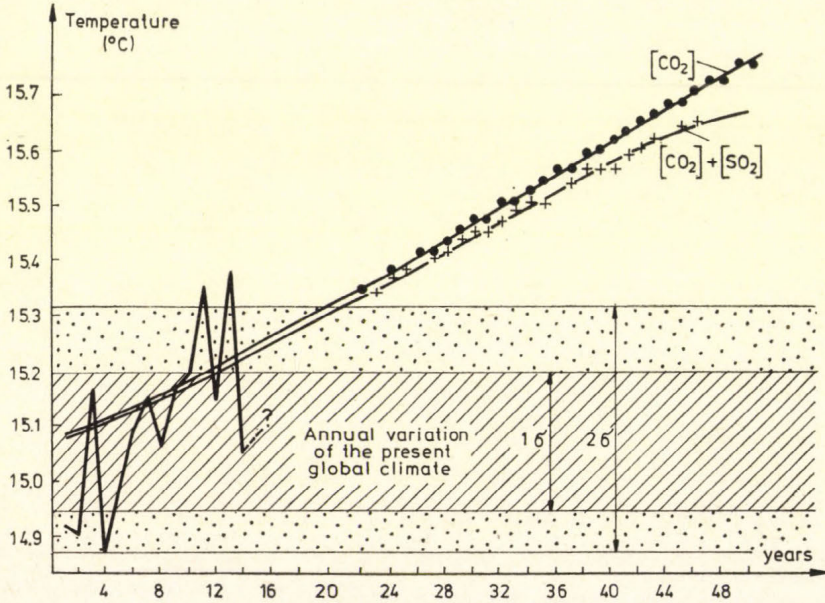


Fig. 5: Calculated global mean temperature by taking into account the CO₂ emission and the CO₂ + SO₂ emission, respectively

concentration of CO₂ and emission of SO₂ data need a sufficiently long-time series of the data. On the other hand for the modelling of significant climate change nearly half a century should be integrated. At the same time the simulation of climatic changes arising in decennial time-scale approaches the integrating time-criterion of the climate submodel, because the climate submodel – without the effects of deep-ocean and sea-ice dynamics can not describe these thermodynamical processes occurring on a longer time-scale than the characteristic time of the uppermost part of the ocean. Considering these facts the 1970 – 2020 time interval presents itself and the first 15 years part of it gives reason to verify the model-outputs and the observed data.

The climate influence of the human activity – which is represented by the emission of CO₂ an SO₂ – is shown in Fig. 5 and 6. Both of anthropogenic influences were taken into consideration from the fossil fuel consumption scenarios of WEC (1977). Fig. 5 shows the model results related to temperature while in Fig.

6. the results related to the vertical distribution of the sulfate concentration are plotted. We have used for reference the arising change of the concentration and temperature by the emission of CO_2 only (it is the dashed curve in Fig. 5). In this Figure we presented (thick continued curve) the observed temperature record of Northern Hemisphere in 1970–1984 time interval (after Jones *et al.*, 1986). It could be seen that global warming derived from the increase of CO_2 concentration influences the rate of the thermal reactions, but change of the vertical distribution of SO_2 derived from it is negligible.

a) In connection with the modification of vertical sulfur profiles, it has been established that the SO_2 emission from the surface has no influence on the mixing ratios of the reduced sulfur species. This is because the SO_2 molecules can not be

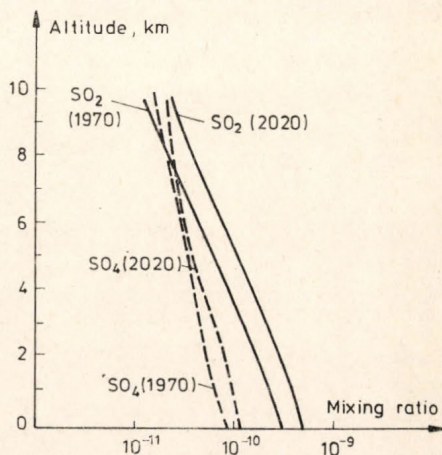


Fig. 6: Vertical distribution of SO_2 and SO_4 in 1970, and the assumed by the model calculation profiles of these species in 2020.

reduced in an oxidizing atmosphere. The global burdens of SO_2 and SO_4 would be 1.6 and 1.4 times higher in 2020, than they are at the present emission values. The global mean value of the SO_2/SO_4 ratio on the ground level would be increased from 3.5 to 4.4 by the time period mentioned above. The mixing ratio of SO_2 exceeds even at the 10 km level the mixing ratio of SO_4 in spite of the fact that the latter one decreases faster with altitude. The globally averaged mixing ratio of SO_2 near the surface is higher, than the mixing ratio of COS on the same place. Vertical profiles of SO_2 and SO_4 in 1970 and expected in 2020 are shown in Fig. 6.

b) The role of the chemical feedback depends exponentially on the increase of the temperature. Difference between the temperature effect of CO_2 only and the temperature effect of CO_2 and SO_2 is inside of the computing error in the first 10–15 years. By the end of the investigated time-interval considering the increase of SO_2 emission gives 10% loss warming as if only the effect of CO_2 were considered. Although this difference seems to be small, the first reason of it the “optimist” growing-rate applied. It was supposed that the CO_2 concentration would increase by 35%, and the SO_2 emission by 120% in the period of 1970–2020. 2.1 C warming was given when making extrapolation of our results for the doubling of CO_2 . If both gas-concentrations (CO_2 and SO_2) were doubled 1.7 C warming was calculated.

c) Comparing the present hemispherical climate with the model-output to the conclusion that the expected warming by the end of this century might be

regarded as a fluctuation of the present climate because the temperature change wouldn't exceed the mean standard deviation of the observed annual mean values. The intensive warming period from 2000 might be registered as a change of climate. The temperature trend of the last 15 years supports the model experiments, but the short time length of the common part of the observed and computed datasets (1970–1985) has not made possible to construct a successful statistical investigation yet.

5. Conclusions

1. Global sulfur burden of the troposphere is 2.9 Tg(S) (without the sea-salt sulfate), and 25% of it is man-made. COS represents the major form of atmospheric sulfur on global scale.

2. Though both submodels are among the simplest ones in their categories, by help of their common application problems based on complex feedback mechanisms can be investigated. On the basis of our calculations the rate constants of chemical submodel do not change significantly when temperature increases. At the same time the increase of SO₂ emission may markedly increase the tropospheric sulfate burden, which causes, through absorption, a significant change in temperature. Thus we can conclude that the aerosol-feedback mechanism, which causes an interaction between the two submodels, has its main effect on the climate submodel. The determination of the sensitivity to the change of external factors in the two submodels, needs further investigation.

3. We have plans to extend the chemical-climate model. The extension of the climate submodel on the vertical dimension may provide the possibility of introducing more precise values of rate constants in the boxes. It is also our intention to introduce zonal variations in both submodels, which would make it possible to take into consideration the spatial variability of emission and simultaneously the spatial distribution of consequences.

REFERENCES

- Berljand, T. G., 1980: *Globalnoe raspredelenije oblakov*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Bolin, B. and Charlson, J. R., 1976: On the role of the tropospheric sulfur cycle in the short wave radiative climate of the Earth. *Ambio* 5, 47–54.
- Bolin, B., Jager, J. and Doos, B. R., 1985: The greenhouse effect, climatic changes and ecosystems. *UNEP/WMO/ICSU Conference*, Villach.
- Cadle, R. D., 1973: Particulate matter in the lower atmosphere. In *Chemistry of the lower atmosphere* (ed.: S. I. Rasool). Plenum Press, New York and London.
- Chatfield, R. B. and Crutzen, P. J., 1984: Sulfur dioxide in remote oceanic air: cloud transport of reactive precursors. *J. Geophys. Res.* 89, 7111–7132.
- CODATA, 1982: An abridgement of evaluated kinetic and photochemical data for atmospheric chemistry: supplement I.
- Ellsaesser, H. W., 1984: The climatic effect of CO₂: a different view. *Atm. Environ* 18, 431–434.
- Golitsyn, G. S., 1983: Almost empirical approaches to the problem of climate: its variations and fluctuations. *Adv. in. Geoph.* 23, 85–144.
- Gravenhorst, G., 1978: Maritime sulfate over the North Atlantic. *Atm. Environ* 12, 707–713.
- Jones, P. D., Vigley, T. M. L. and Wright, P. B., 1986: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature* 322, 430–434.
- Judeikis, H. S. and Wren, A. G., 1977: Deposition of H₂S and DMS on selected soil materials. *Atm. Environ.* 11, 1221–1224.
- Lamb, P. J., 1984: On the mixed layer climatology of North and Tropical Atlantic. *Tellus* 36, 292–305.

- Lawson, D. R. and Winchester, J. W., 1979: Atmospheric sulfur aerosol concentrations and characteristics from the South American continent. *Science* 205, 1267 – 1269.
- Liss, P. S. and Slater, P. G., 1974: Flux of gases across the air-sea interface. *Nature* 247, 181 – 184.
- Major Gy, Miskolczi F., Putsay M. and Rimóczi-Paál A., 1982: World maps of relative global radiation. *WMO Techn. Not.* 172. WMO 557, 1 – 7.
- Maroulis, P. J. and Bandy, A. R., 1977: Estimate of the contribution of biologically produced DMS to the global sulfur cycle. *Science* 196, 647 – 648.
- Maroulis, P. J., Torres, A., Goldberg, A. B. and Bandy, A. R., 1980: Atmospheric SO₂ measurements on project GAMETAG. *J. Geophys. Res.* 85, 7345 – 7349.
- Mészáros, Á. and Vissy, K., 1974: Concentrations size distribution and chemical nature of atm. aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aeros. Sci.* 5, 101 – 109.
- North, G. R. and Coakley, J. A., 1979: Differences between seasonal and mean annual energy balance model calculations of climate and climate sensitivity. *J. Atmos. Sci.* 36, 1189 – 1204.
- North, G. R., Mengel, J. G. and Short, D. A., 1983: Simple energy balance model resolving the seasons and the continents. *J. Geophys. Res.* 88, 6576 – 6586.
- Ohring, G. and Gruber, A., 1983: Satellite radiation observations and climate theory. *Adv. in Geophys.* 25, 305 – 315.
- Pálvölgyi, T., 1985: A zero-dimensional monthly energy balance climate model (in Hungarian). *Időjárás* 89, 228 – 241.
- Rahn, K. A. and McCaffrey, R. J., 1979: On the origin and transport of winter aerosols. Presented at the Conference of Aerosols. 9 – 12. Jan. 1979. New York.
- Ramanathan, V., Lian, M. S. and Cees, N. D., 1979: Increased CO₂: Zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. *J. Geophys. Res.* 84, 4949 – 4958.
- Rodhe, H. and Isaksen, I., 1980: Global distribution of sulfur compounds in the troposphere estimated in a height/latitude transport model. *J. Geophys. Res.* 85, 7401 – 7409.
- Saltzman, B., 1978: *A survey of statistical dynamical models of the terrestrial climate*. Academic Press, N. Y., San Francisco, London.
- Schneider, S. H. and Kellogg, W. W., 1973: *The chemical basis fog climatic change*. Plenum Press, New York, London, 203 – 249.
- Sellers, W. D., 1972: A new global climate model. *J. Appl. Met.* 12, 241 – 253.
- Stati, B. J., Natusch, D. F. S., Prospero, J. M. and Savoie, D. I., 1978: H₂S in the atm. of Atlantic Ocean and its relation to the global sulfur cycle. *Atm. Environ.* 12, 981 – 991.
- Sze, N. D. and Ko, M. K. W., 1980: Photochemistry of CS₂, DMS and H₂S. *Atm. Env.* 14, 1223 – 1239.
- Várhelyi, G., 1978: On the vertical distribution of sulphur compounds in the lower troposphere. *Tellus* 30, 542 – 545.
- Várhelyi, G., 1985: Continental and global sulfur budgets – I. Anthropogenic SO₂ emissions. *Atm. Environ.* 19, 1029 – 1040.
- Várhelyi, G. and Gravenhorst, H., 1981: An attempt to estimate biogenic sulfur emissions into the atmosphere. *Időjárás* 85, 126 – 133.
- Vinnikov, K. J. and Grojszmann, P. J., 1981: Empiriciszki analiz vlijanyija CO₂ na szovremennie izmennie izmenenyija szrednej godovoj prizemnoj tyemperaturi vozduha szevernovo polusarija. *Meteorologija i Gidrologija* 11, 30 – 43.
- WEC, 1977: Report on world energy demand (1985 – 2020). *World Energy Conference*, London.
- Wofsy, S. C., 1976: Interactions, of CH₄ and CO in the Earth's atmosphere. *Ann. Rev. Earth Planet. Science* 4, 441 – 469.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata 92. évf. 4. szám, 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92, No. 4. Júl. – Aug. 1988, Budapest

Javaslat a csapadékvíz átlagos pH-jának számítására

VARJÚ PÉTER

Erdészeti és Faipari Egyetem, Termőhelyismerettani Tanszék,
H-9400, Sopron, Bajcsy-Zsilinszky út 4.

A tanulmányban a szerző a pestlőrinci obszervatóriumi csapadékmérő műszereivel időszakonként gyűjtött csapadékvízminták átlagos pH-jának számításával foglalkozik. Megállapítja, hogy a hőmérséklet hatását a csapadékvíz kémhatását meghatározó anyagok koncentrációjának alakulására nem tudjuk kielégítően becsülni, a csapadékvízminta kémhatásának vizsgálata során pedig nem indokolt a hőmérséklet hatását figyelembe venni. Rámutat, hogy a víz ionos disszociációja következtében a közepes hidroniumion-koncentráció nem számítható más oldott anyagok átlagos koncentrációjának számításához hasonlóan. Javaslatot tesz a csapadékvíz átlagos pH-jának számítására olyan esetben, ha a részminták között mind 7,00-nál nagyobb, mind 7,00-nál kisebb pH-jú csapadékvízminta előfordul.

*

A proposal for the estimation of the mean pH-value of precipitation. The estimation of the mean pH-value of periodically collected precipitation water samples is discussed. The temperature may influence both the development of the concentrations and the dissociation of substances which determine the pH-value of the precipitation, but all aspects of the effect cannot be sufficiently considered. The mean concentration of hydronium-ions have to be estimated in an other way the mean concentration of the solved substances are to be done. The author makes a proposal of the calculation of the mean pH-value when both acidic (pH < 7) and alkaline (pH > 7) samples are to be averaged.

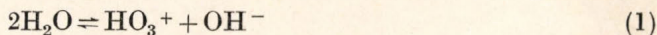
Bevezetés. Környezetünk savasodását az emberiség legsúlyosabb gondjai között tartjuk számon. A savas ülepedés hatása az utóbbi időben az erdészeti ökológiának is kulcskérdése (*Jakucs, 1984; Jakucs, 1986; Solymos, 1986*). A szakemberek mind szélesebb köre igényli a savterhelés nagyságára és időbeli változására vonatkozó ismereteket és adatokat. A nedves ülepedés ismerete szempontjából nyilvánvalóan minden csapadékhullás részletes vizsgálata lenne a legkedvezőbb, de ennek gyakorlati megvalósítása nagyobb hálózatban ma még technikailag megoldhatatlan. Időszakosan vett minták adataival, átlagadatokkal dolgozunk. Márpedig, ahogyan azt a kérdés hazai kutatói is több alkalommal bemutatták (*Horváth, 1981; Horváth és Mészáros, 1986*), ezek az átlagadatok meglehetősen nagy szóródású adathalmaz értékeléséből adódnak. A csapadékvíz savasságát szokás annak átlagos pH-jával jellemezni. A havonta begyűjtött minták kémhatását a laboratóriumban szobahőmérsékleten határozzák meg. A havi adatokból számítással kaphatjuk meg egy hosszabb időszak alatt lehullott csapadékvíz átlagos pH-ját. A havi csapadékvízminta több csapadékhullásból származhat, amelyek egymástól eltérő hőmérsékletűek és különböző kémhatásúak lehetnek

E munkában megkísérlem annak a kérdésnek a megválaszolását, figyelembe lehet-e venni és figyelembe kell-e venni a csapadékvíz hőmérsékletét az átlagos pH értékelésekor például valamilyen ökológiai megfigyeléssorozatban, továbbá az átlagos pH kiszámításának egy olyan módszerét ajánlom az olvasó figyelmébe, amely elméletileg helyesebb a jelenleg alkalmazott számítási módnál.

1. A pH hőmérsékletfüggése

A csapadékvíz kémhatását a pH-t meghatározó anyagok koncentrációja és disszociációs viszonyai határozzák meg. A környező levegővel kémiaileg egyensúlyban levőnek föltételezett csapadékvízben a hőmérséklet befolyásolja egyes csapadékvízben oldott anyagok egyensúlyi koncentrációját és a disszociációs viszonyokat is. Ennek bemutatására vegyük a levegőkémiában ismert példát, a levegő széndioxid-tartalmával egyensúlyt tartó tiszta víz pH-ját.

Kis mértékben a vegytiszta víz is disszociál:



Disszociációjának fokát a K_v ionszorozattal jellemezhetjük:

$$K_v = [\text{H}_3\text{O}^+] \cdot [\text{OH}^-] \quad (2)$$

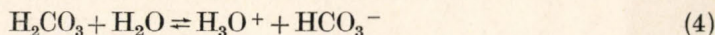
A szögletes zárójelek aktivitásokat jelentenek. A csapadékvíz elég híg oldat ahhoz, hogy itt és a továbbiakban aktivitások helyett koncentráció-értékekkel számolhassunk, K_v adott hőmérsékleten állandó.

Tiszta vízben, ahol mind a H_3O^+ - mind a OH^- -ionok egyedüli forrása a víz disszociációja, ezek mennyisége egyenlő. Így a tiszta víz és a semleges oldatok pH-ja:

$$\text{pH} = -1/2 \lg K_v \quad (3)$$

A K_v értéke, tehát a semleges oldatok pH-ja, sőt magának a pH-skálának a terjedelme is függ a hőmérséklettől.

A tiszta levegő ma mintegy 0,035 térfogatszázalék koncentrációban tartalmaz szén-dioxidot. A szén-dioxid gáz oldódik a csapadékvízben. Tiszta levegővel egyensúlyban levő tiszta vízben a CO_2 egyensúlyi koncentrációja függ a hőmérséklettől. Az I. táblázat c_e oszlopa a 0–25 °C hőmérséklettartományban mért néhány adatot tartalmaz. A CO_2 kis hányada a vízben szénsavvá (H_2CO_3) alakul, és disszociál:



A HCO_3^- -ion további disszociációjával a csapadékvíz pH-tartományában nem kell számolnunk. A szénsav ionos disszociációját jellemző disszociációs állandót úgy számítják ki, mintha a vízben oldott szén-dioxid teljes mennyisége szénsavvá alakulna. Ez az ún. látszólagos disszociációs állandó. Egyes szerzők egyenesen a CO_2 disszociációjáról beszélnek. A látszólagos disszociációs állandó minden további nélkül alkalmas az itt végzett számításokra. A víz aktivitását állandónak tekintve, értékét K_d -be olvasztják.

$$K_d = \frac{[\text{H}_3\text{O}^+] \cdot [\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = \frac{(\alpha \cdot c)^2}{(1 - \alpha) \cdot c} \quad (5)$$

a az ún. disszociációfok, az összes szénsav disszociációt szenvedett hányada, 0 és 1 között értelmezett dimenziómentes szám. A tiszta víz egyensúlyi pH-ja tehát:

$$\text{pH} = -\lg[\text{H}_3\text{O}^+] = -0,5 \cdot \lg K_d - 0,5 \cdot \lg[\text{H}_2\text{CO}_3], \quad (6)$$

vagy a disszociációfokkal kifejezve:

$$\text{pH} = -0,5 \cdot \lg K_d - 0,5 \cdot \lg[(1-a)c] \quad (7)$$

Az 1. táblázatban foglalt adatokból látható, hogy mind az oldott CO_2 egyensúlyi koncentrációja, mind a szénsav látszólagos disszociációs állandója hőmérsékletfüggő. Míg a hőmérséklet emelkedésével az oldott szén-dioxid egyensúlyi koncentrációja csökken, a szénsav látszólagos disszociációs állandója nő. E változások a pH-t egymással ellentétes irányban változtatják. A két változás eredője olyan, hogy a tiszta víz egyensúlyi pH-ja gyakorlatilag nem változik (I. táblázat pH_{np} oszlopa).

1. TÁBLÁZAT

Az egyensúlyi pH-t befolyásoló tényezők hőmérsékletfüggése (Az adatok Perry, 1968, és Szpravocsnjik Himika, 1964 alapján számolva) t: hőmérséklet °C-ban, K_v : a víz ionszorzata, pH_{ns} : a tiszta víz ill. semleges oldat pH-ja, c_e : tiszta levegővel egyensúlyban levő tiszta vízben oldott szén-dioxid egyensúlyi koncentrációja (mol/liter), K_d : a szénsav látszólagos disszociációs egyensúlyi állandója, pH_{np} : tiszta levegővel egyensúlyt tartó tiszta víz egyensúlyi pH-ja.)

t	K_v	pH_{ns}	c_e	K_d	pH_{np}
0	$1,13 \cdot 10^{-15}$	7,47	$2,66 \cdot 10^{-5}$	$2,63 \cdot 10^{-7}$	5,60
5	$1,84 \cdot 10^{-15}$	7,37	$2,20 \cdot 10^{-5}$	$3,05 \cdot 10^{-7}$	5,61
10	$2,91 \cdot 10^{-15}$	7,27	$1,85 \cdot 10^{-5}$	$3,45 \cdot 10^{-7}$	5,63
15	$4,50 \cdot 10^{-15}$	7,17	$1,56 \cdot 10^{-5}$	$3,81 \cdot 10^{-7}$	5,65
20	$6,81 \cdot 10^{-15}$	7,08	$1,34 \cdot 10^{-5}$	$4,14 \cdot 10^{-7}$	5,67
25	$1,00 \cdot 10^{-14}$	7,00	$1,15 \cdot 10^{-5}$	$4,45 \cdot 10^{-7}$	5,69

A csapadékvíz nem tiszta víz, a tiszta levegő szintén csak elméleti elvonatkoztatás. A csapadékvíz savasságát elsősorban a légkör SO_2 - és NO -tartalma okozza, a levegő ammóniatartalma pedig mérsékli. Ezeknek a gázoknak a vízben való oldhatósága, a vízzel képzett vegyületek disszociációs egyensúlya elvileg a $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ rendszerhez hasonlóan számítható. A gyakorlatban azonban ez nem lehetséges. Egyrészt koncentrációjuk a levegőben lényegesen nagyobb ingadozást mutat, mint a szén-dioxidé. Másrészt a légkörben található oxidáló anyagok a levegőbe került kén-dioxidot és nitrogén-monoxidot részben a gázfázisban, részben aeroszol részecskékben, illetve ezek felületén vagy akár magában a csapadékvízben oxidálják. Az oxidáció mechanizmusáról bővebben Mészáros (1977), valamint Horváth (1986) munkáiban olvashatunk. Bár minden ilyen reakcióhoz is rendelkezhető egyensúlyi állandó, s ezek értékének hőmérsékletfüggése laboratóriumban többé-kevésbé meghatározható, a csapadékképződés és kimosódás véges ideje alatt ilyen bonyolult rendszerben nem várhatjuk, hogy a levegő és a csapadékvíz között egyensúly alakuljon ki. Ezt igazolja az a tapasztalat, hogy a frissen hullott csapadékban még kimutatható szulfid-ionok rövid idő alatt eltűnnek a csapadékvízből (Horváth, 1986).

Az ammónia esetében sem számolhatunk állandó légköri koncentrációval. Továbbá, a csapadékvíz összetételére vonatkozó adatok szerint az ammónium-

ion csak részben semlegesítű a savas természetű anyagokat. Vagy aeroszol részecskékkkel ammónium-ionként kerül a csapadékvízbe, vagy savanyú kémhatású oldat veszi fel az ammónia gázt. Az utóbbi esetben az ammónia oldhatóságát a vizes oldat kémhatása erősebben befolyásolja, mint a hőmérséklet szóbajöhető változása. Olyan talajeredetű bázikus anyagoknak, mint például a kalcium-karbonát, a csapadékvízbe kerülése esetében pedig semmiképpen nem beszélhetünk kémiai egyensúlyról.

Vizsgáljuk meg most azt, hogy hogyan befolyásolhatja a hőmérséklet azokat az egyensúlyi viszonyokat, amelyek meghatározzák a szokásos összetételű csapadékvíz kémhatását. Horváth (1986) 12 sav-bázis egyensúlyt sorol fel. A gyakorlatban ezt a kört szűkíthetjük. Az olyan erős savak ugyanis, mint a kénsav, a salétromsav és a sósav, a csapadékvízben általános koncentráció- és pH-viszonyok között a 0–25 °C hőmérséklettartományban gyakorlatilag teljesen disszociált állapotban vannak, disszociációjukat nem szükséges egyensúlyi reakcióként kezelni. A csapadékvíz redoxpotenciálja mellett nem kell kénessav, il-

2. TÁBLÁZAT

Híg $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ - és NH_4HSO_4 -oldatok és a tiszta víz pH-ja különböző hőmérsékleten (Az adatok Perry (1968) és Szoravocsnyik: Himika (1964) alapján számolva)

t	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$			NH_4HSO_4			H_2O
	10^{-3}	10^{-5}	10^{-7}	10^{-3}	10^{-5}	10^{-7}	
	mol/liter			mol/liter			
0	9,26	8,26	7,53	6,55	7,37	7,47	7,47
5	9,12	8,12	7,42	6,46	7,27	7,37	7,37
10	9,00	7,99	7,31	6,37	7,18	7,27	7,27
15	8,88	7,88	7,21	6,28	7,09	7,17	7,17
20	8,77	7,77	7,12	6,20	7,00	7,08	7,08
25	8,67	7,67	7,03	6,13	6,92	7,00	7,00

letve hidrogén-szulfid-ion jelenlétével sem számolunk. A salétromossav – a csapadékvíz átlagos nitrit-ion-tartalmára vonatkozó adatokból következtetve – csak nagyon gyengén savanyú oldatban lehet befolyással a pH-ra, amikor is a bennünket érdeklő hőmérséklettartományban szintén gyakorlatilag teljesen disszociált állapotban van.

Ha a csapadékvízben semlegesítetlen erős savak koncentrációja a kémhatás meghatározója, a pH hőmérsékletfüggése elhanyagolható. A gyengén savanyú és bázikus pH-tartományban feltételezhetjük, hogy a csapadékvíz pH-ját meghatározó folyamat erős sav és gyenge bázis sójának (pl. NH_4HSO_4), illetve erős bázis és gyenge sav sójának (pl. $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) hidrolízise. A II. táblázat azt mutatja be, hogyan függ a hőmérséklettől e két só híg oldatainak kémhatása. Nagyon híg oldatok esetében a számításoknál nem alkalmazhattuk a fizikai kémiai kézikönyvekben általában megengedett egyszerűsítő feltevéseket. A pH változásának menete közelítőleg a tiszta víz pH-jának hőmérséklettel való változását követi. Nagyon kis koncentrációban jelenlevő oldott só hidrolízise pedig alig változtatja meg a tiszta víz pH-ját.

A fentieket úgy foglalhatjuk össze, hogy a hőmérséklet hatását a csapadékvíz összetételének alakulására nem tudjuk megnyugtatóan kiszámítani, a lehullott csapadékvízben pedig nem indokolt a pH hőmérsékletfüggését figyelembe venni.

2. A csapadékvíz átlagos pH-jának kiszámítása

Tételezzük fel, hogy rendelkezünk olyan csapadékgyűjtő berendezéssel, amelyben a csapadékvíz jellemzőinek a csapadékhullást követő bármilyen változását hosszabb időn át is képesek vagyunk megakadályozni. Így, lemondva ugyan a csapadékhullásra vonatkozó számos információról, lehetőségünk nyílna az éves összes csapadékmennyiség összegyűjtésére, és annak egyszeri elemzésével valamennyi csapadékvízzel ülepedő anyag éves mennyiségének és a csapadékvíz átlagos kémhatásának közvetlen meghatározására.

Ilyen csapadékgyűjtő feltételezése nem jogos. A csapadékhullás és a pH-mérés között a csapadékvíz kémhatása változik (Horváth és Mészáros, 1986). A változás láthatóan ún. telítési görbével írható le, sebessége különösen a csapadékhullást követően nagy. Kár is lenne a szakembereknek lemondaniok a csapadékgyűjtők többszöri – havonkénti – ürítésével lehetővé váló adatgyűjtésről, a csapadék időbeli eloszlásának, az egyes csapadékminták egyedi jellemzőinek meghatározásáról. Képzletbeli csapadékgyűjtőnkkel azért foglalkozunk, mert az évi átlagos koncentrációk számítási módja ezt modellezi. A kémiai laboratóriumokban „keverési szabály”-ként ismert anyagmérleg-egyenletből levezethető a csapadékmennyiség szerint súlyozott középértékszámítás:

$$c = \frac{\sum_i w_i \cdot c_i}{W}, \quad (8)$$

ahol c a vizsgált anyag átlagos koncentrációja,

$W = \sum_i w_i$ az összes csapadékmennyiség,

w_i az i -edik csapadékminta mennyisége,

c_i a vizsgált anyag koncentrációja az i -edik mintában.

A csapadékkal ülepedő anyagokra vonatkozólag általában a (8) szerinti középértékszámítás az egyetlen helyes megoldás az átlagos koncentráció kiszámítására. A vizes oldatok kémhatását meghatározó hidróniumion (H_3O^+) azonban különleges természetű anyag. Közepes koncentrációja (8) szerint nem minden esetben számítható. A H_3O^+ - és OH^- -ion koncentrációja híg vizes oldatban az oldat összetételétől függően változó, de a két ionféleség koncentrációjának szorzata adott hőmérsékleten állandó. Különböző vizes oldatok elegyítésekor az (1) egyenlet szerint az alsó nyíl irányában ionasszociáció mehet végbe mindaddig, míg az ionkoncentrációk szorzata K_v nem lesz.

A fentiekből következik, hogy amennyiben kizárólag semleges és savas kémhatású ($pH \leq 7$) csapadékvízminták vagy kizárólag semleges és bázikus ($pH \geq 7$) csapadékvízminták átlagos pH-ját számítjuk ki, a (8) szerint végzett számítás helyes eredményt ad. Ha csapadékvízmintáink között mind savanyú, mind bázikus kémhatásúak vannak, a következők szerint járhatunk el. A számításnál valamennyi vízmintával számolva mind a H_3O^+ - mind a OH^- -ionokra (8) szerint kiszámítjuk a fiktív eredő koncentrációkat. Jelölje ezeket kapcsos zárójel! Majd figyelembe véve, hogy az (1) disszociációs egyenletben az alsó nyíl szerinti ionasszociáció, azaz közömbösítés megy végbe mindaddig, amíg az ionkoncentrációk szorzata K_v értékű lesz, 25 °C-os hőmérsékletet feltételezve írhatjuk:

$$(\{H_3O^+\} - x) \cdot (\{OH^-\} - x) = 10^{-14} \quad (9)$$

ahol x (mol/liter) a vizsgált időszak gondolatban egyesített összes csapadékvízének 1 literében asszociálódó ionok anyagmennyisége molban. A (9) egyenlet x -re megoldható. Az x ismeretében az átlagos pH az alábbiak szerint számítható:

$$\text{pH} = -\lg(\{\text{H}_3\text{O}^+\} - x) \quad (10)$$

A számítás bemutatása végett számítsuk ki 8 mm 6,5-ös pH-jú és 12 mm 7,5-ös pH-jú csapadékhullásból származó egyesített csapadékvíz minta átlagos pH-ját. Az itt javasolt módon számolva a fiktív ionkoncentrációk:

$$\{\text{H}_3\text{O}^+\} = (8 \cdot 10^{-6,5} + 12 \cdot 10^{-7,5})/20 = 1,455 \cdot 10^{-7}$$

$$\{\text{OH}^-\} = (8 \cdot 10^{-7,5} + 12 \cdot 10^{-6,5})/20 = 2,024 \cdot 10^{-7}$$

A (9) egyenlet x -re másodfokú. A két gyök egyike ad valós eredményt. Példánkban ez $x = 6,995 \cdot 10^{-8}$. Az átlagos pH pedig 7,12, ami jobban megfelel az előzetes várakozásnak, mint a hagyományos, a (8) képlet alapján számított 6,84-es átlagos pH.

A fenti számításoknál feltételeztük, hogy a csapadékvízben a semleges kémhatástól való eltérést okozó vegyületek teljesen disszociált állapotban vannak jelen. Ez feltétele annak, hogy a pH-értékből következtethessünk a vizes oldat savasságára. A csapadékvíz kémiai összetételére közölt adatok szerint azonban a pH-értékből számított és a titrálható savasság, illetve lúgosság között a semleges-gyengén bázikus pH-tartományban eltérés várható. Talajeredetű lúgosságot feltételezve, és a $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ hidrolízisével számolva kimutatható, hogy egy 8,0 pH-jú kalcium-hidrogén-karbonát oldat titrálható lúgossága (az ún. m-lúgosság) kb. 9,6 pH-jú nátrium-hidroxid oldatával egyenlő. Az itt javasolt számítási mód sem ad tehát az átlagos pH-ra korrekt értéket, de feltétlenül jobban közelít ahhoz, amennyiben a bázikus csapadékvizekkel nem a savasságot növelő tényezőként számol.

Az átlagos pH számításánál a 7,0-esnél kisebb, illetve ennél nagyobb pH-jú csapadékmintákat választottuk külön tisztán kémiai megfontolás alapján. A számításal kapott átlagos pH értékelésekor természetesen az 5,6-nál kisebb pH-jú csapadékot tekintjük savasnak.

A hazánkban hullott csapadéokra közölt adatok ismeretében valószínű, hogy a javasolt átlagszámítással kapott átlagos pH és a korábban közölt, (8) szerint számított átlagos pH eltérése nem jelentős. Ennek az a magyarázata, hogy például az 1978/82-ben megvizsgált csapadékmintáknak alig több mint 4 százalékánál észleltek 7,0-nél nagyobb pH-t (Horváth és Mészáros, 1986). Ennek ellenére helyesebb, ha a csapadékvíz átlagos pH-ját növelő bázikus kémhatású csapadékmintákat nem az átlagos pH-t csökkentő additív tagként kezeljük az átlag számításánál.

Havi mintavételek esetében a savas és bázikus csapadékhullásból származó csapadékvízben az oldott anyagok között közömbösítési reakciók játszódhatnak le. Horváth és Mészáros (1986) mutatott rá, hogy e nivelláló hatás nélkül a csapadékvíz kémhatásának gyakoriság-eloszlása szélsőségesebb lenne, azaz az adatok nagyobb szóródást mutatnának. Nem helytálló azonban az a feltevés, hogy az egyes csapadékvíz minták nagyobb szóródást mutató adataival számolva az átlagos pH is savanyúbb tartományba tolná el ahhoz képest, amit havi csapadékvíz minták értékelésével kapnak. Erre a következtetésre a (8) összefüggés alkalmazása vezet. Mint láttuk, ez abban az esetben, ha semlegesítés egyáltalán lehetséges, mert savas és bázikus csapadék is hullott, nem alkalmazható. Az egyedi és

havi csapadékminták átlagos pH-ja közötti különbség csak a csapadékvíz tárolása közben bekövetkező változásokból adódhat.

Az átlagos pH alapján számított savterhelésre vonatkozó adatokat azok a szakemberek igénylik, akiknek munkáját a savas esők közvetett hatása befolyásolja. A talajra, vagy a felszíni vizekbe hullott csapadék savanyító hatását egy bázikus csapadékhullás — legalábbis részben — semlegesítheti. Nem mondhatjuk el ugyanezt például a műemléképiletek károsítása vagy a fémszerkezetek korróziója esetében. Ha a savas csapadék közvetlen hatását vizsgáljuk, egy-egy bázikus csapadékhullás nem csökkenti az okozott kárt. Ekkor ajánlható a (8) képlet szerinti számítás úgy, hogy a 7,0-nél nagyobb pH-jú csapadékmintákat egyáltalán nem vesszük figyelembe a számításnál. Az így kapott értéket nevezhetjük például a „savas csapadék átlagos pH”-jának, megkülönböztetve a „csapadék átlagos pH”-jától. A közvetlen hatások mérlegelésekor a Horváth (1986) által ajánlott módon a szulfát- és nitrát-ionok mennyisége alapján becsülhetjük a maximális savasságot.

IRODALOM

- Horváth L., 1981: A csapadékvíz kémiai összetétele Magyarországon. *Időjárás* 85, 201 – 212.
Horváth L., 1986: *Savas eső*. Gondolat Könyvkiadó, Budapest
Horváth L. és Mészáros E., 1986: Savas ülepedés Magyarországon. *Időjárás* 90, 143 – 149.
Jakucs P., 1984: A kocsánytalan tölgyek pusztulásának ökológiai magyarázata. *Az Erdő* 33, 342 – 345.
Jakucs P., 1986: A légköri eredetű savasodás hatása a természetes élővilágra. *Időjárás* 90, 150 – 158.
Mészáros E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest
Solymos R., 1986: Erdeink egészsége és a savas ülepedés. *Időjárás* 90, 181 – 191.
Perry J. H., 1968: *Vegyésmérnökök kézikönyve*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
Szpravocsnyik Himika III., 1964, Izd. Himija, Moszkva – Leningrád
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 4. szám, 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 4 Jul – Aug 1988. Budapest

Mozgó frontokkal kapcsolatos gravitációs-nyírási hullámok nyomonkövetése digitalizált műholdfelvételek felhasználásával

CSÁSZÁR MARGIT

*Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék
H-1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*

Digitalizált műholdfelvétel-sorozatok alapján a frontokkal kapcsolatos gravitációs-nyírási hullámok azonosítására teszünk kísérletet. A frontok felhő- és csapadékszerkezetére vonatkozó vizsgálatok ugyanis már korábban kiderítették, hogy a csapadékeloszlásban cellás szerkezet jelenik meg, amely méretét tekintve a mezoskálájú rendszerekhez sorolható. A cellák keletkezésének és mechanizmusának részletesebb vizsgálatához azonban kevésnek tűnik a hagyományos megfigyelési technika adatbázisa. Biztatónak ígérkezik a műholdak sugármérési adatainak alkalmazása, mely analízálhatóvá teszi a meleg- és hidegfrontokkal kapcsolatos gravitációs hullámok felhőrendszerét. Ami pedig a térben és időben elkülönülő felhő- és csapadékgócokat illeti, meggyőződésünk, hogy létrejöttükben jelentős szerep jut a sűrűség és szélsébség tekintetében különböző légtömegek közötti határfelületeken keletkező gravitációs nyírási hullámoknak. Ez úgy jut kifejezésre, hogy a hullámok felszálló ágában vastagabb felhőzet jelenik meg, mely a környezetétől jól elkülönül.

*

Tracking gravity-shear waves associated with moving fronts by using digitized satellite images. The identification of gravity-shear waves associated with the fronts is attempted by series of digitized satellite images. The studies on cloud and precipitation structure of the fronts have cleared up that a cellular structure appears in the distribution of the precipitation, which may be researched among the meso-scale systems. However, in order to investigate the formation and mechanism of the cells in more detail, the data base by conventional observing technique seems to be insufficient. The application of radiation data measured by satellites is hopeful because it makes possible to analyse the cloud system of the gravity waves associated with warm and cold fronts. We are convinced that the gravity-shear waves, coming into being in boundary surfaces between different air masses considering the density and wind speed, play an important role in the formation of cloudy and precipitation areas being isolated in space and time respectively. This fact is manifested in appearance of thicker clouds in ascending parts of the waves, which separate distinctly from their surroundings.

Bevezetés. A légkörben keletkező hullámok közül leggyakoribbak a gravitációs hullámok. A néhány km-től néhány száz km hosszúságú gravitációs-nyírási hullámok elsődlegesen diszkontinuitási felületeken keletkeznek. Kialakulásukban fontos szerepe van a hidrosztatikai stabilitásnak és a vertikális szélnyírásnak, míg a Coriolis-erő szerepe elhanyagolható. A 10 – 100 μ Pa amplitúdójú gravitációs hullámok a mikrobarográf szalagján is jól felismerhetők.

1. Tudománytörténeti áttekintés

A diszkontinuitási felületeken keletkező hullámok transzverzális típusát még a múlt század végén *Helmholtz* (1889) írta le, ezért szokás ezeket *Helmholtz-hullámoknak* is nevezni. Nem sokkal később *Wegener* (1906) a hullámhosszúság meghatározására dolgozott ki módszert és azóta szinte folyamatosan követhető a gravitációs hullámokkal foglalkozó publikációk sorozata.

A század 20-as éveiben, a polárfronti ciklon felfedezésének időszakában ismét előtérbe került a szakadási felületeken keletkező hullámok tanulmányozása. *Bergeron* (1928) a gyakorlat felől közlítette a problémát, amikor egy téli hidegfront sémáján az intenzív frontális emelés következtében létrejött konvektív instabilitást tanulmányozta. Megállapította, hogy a hidegfront mögött konvektív cellák keletkeznek, melyek feláramló részén hatalmas felhőtömegek helyezkednek el záporos, zivataros csapadéksávval, ugyanakkor a cella leszálló ága csapadékmentes. *Bjerknes* et al., (1933) és *Solberg* (1936) is foglalkozott a hullámok keletkezésének elméletével; a frekvenciaegyenlet megoldása két mérettartományban jelzett instabilitást: a rövid hullámok kategóriájában, ami a frontokkal kapcsolatos gravitációs nyírási hullámokkal függ össze, és a hosszabb, többszáz vagy ezer km hosszúságon, ami valójában a baroklin instabilitás következtében létrejött ciklonhullámoknak felel meg, ahol már szerepet kap a Coriolis-erő is.

A jet-stream felfedezésének első időszakában többen úgy vélték (*Kuettner*, 1952; *Flauward* et al., 1954), hogy a gravitációs hullámok legnagyobb többsége a jet-stream sebességével mozog. Később *Claerbout* (1967), *Madden* et al. (1968), *Keliher* (1975) és mások kifejtették, hogy az ilyen hullámokat gyakran a dinamikai instabilitás generálja és a felső troposzféra szélprofilja meghatározó tényező, mindamelllett a hullámok áthelyeződési iránya és sebessége a minimális *Ri*-számmal jellemzett réteg szélviszonyaival adja a legjobb kapcsolatot. Sokáig úgy vélték, hogy az ilyen típusú gravitációs hullámok csak az extratrópusi ciklonok hidegsektorában keletkeznek, és gyakran hozták kapcsolatba a hullám felszálló ágát a felhős időjárással (*Namekawa*, 1936; *Goldie*, 1925).

A második világháborút követően – amikor a csapadéktevékenység mennyiségi leírására részletesen vizsgálták a különböző fizikai folyamatok következtében létrejött vertikális mozgásokat (*Collins* és *Thompson*, 1953; *Collins* és *Smagorinsky*, 1955; *Djubjuk*, 1947; *Estoque*, 1957 stb.), kiderült, hogy a felhő- és csapadékképződésben a nagytérségű konvergenciából származó vertikális sebesség mellett igen fontos szerepe van a belső surlódásból eredő feláramlásnak. *Djubjuk* (1956) kiemelte a mozgó front irányában fellépő belső surlódásból eredő feláramlás szerepét, amely a front előtt, illetve mögött hullámszerű periodicitást mutat úgy, hogy a vertikális sebesség térben cellás szerkezetű.

Több tanulmányban találtunk utalást arra (*Lindzen* és *Tung*, 1976), hogy a konvektív aktivitás gyakran rendeződik sávszerű struktúrába, amely méretét és szerkezetét tekintve a belső gravitációs hullámokhoz hasonló. A horizontális hullámhossz 50 – 400 km körüli, és a hullámok hozzávetőlegesen a közepes áramlással helyeződnek át 10 – 30 m/sec-os sebességgel, és egymást követően néha 3 – 10 alkalommal ismétlődnek. Amikor a konvektív aktivitás már Cb alakú és a latens hő felszabadulása szignifikáns energiaforrásként jelentkezik, az átrendeződés alapvetően megváltoztatja a kezdeti instabilitást és ezáltal másodfajú konvektív instabilitást hoz létre (CISK). Nem véletlen tehát, hogy a hidegfrontokat megelőző instabilitási vonalakat többen kapcsolatba hozzák a hidegfronton fellépő gravitációs hullámokkal.

A felhő és csapadék területi elrendeződésére jellemző sávós szerkezet jól felismerhető a radarecho felvételeken, de alátámasztja azt a csapadék időbeli lefolyását nyomkövető csapadékmérők írószalagja is. Többben, közöttük *Atkinson* és *Smithson* 1972-ben megjelent tanulmányukban is utalnak erre. Az általában 10–20 km széles és 70–100 km hosszú csapadéksávok megjelenését *Houze et al.* (1976) a gravitációs hullámok keletkezésével indokolja. A rövidperiódusú légköri gravitációs hullámok dinamikai és szinoptikai sajátosságával *Gedzelman* és *Rilling* (1978) is foglalkoztak. Többek között arra a megállapításra jutottak, hogy a nagyamplitúdójú 25–50 μPa gravitációs hullámok megjelenése a melegfronti csapadék prediktoraként is kezelhetők. *Atkinson* és *Smithson* (1972), valamint *Browning* (1974) a mezoskálájú csapadékrendszerekre jellemző sávós szerkezet kialakulását elsősorban a meleg szállítószalagok szerepére hárítják. Ismeretes, hogy a meleg-nedves szállítószalag a melegszektor területén az alsótroposzférából kiindulva a hidegfront vonalával párhuzamosan 50–200 km széles sávban hatol be a ciklon áramlásrendszerébe, és felsikló mozgást végezve a ciklon áramvonalainak megfelelően, spirálszerűen folytatja útját, majd a felsőtroposzférában anticiklonális görbületet felvéve a melegfront vonalával párhuzamosan halad tovább. A szállítószalagok szerkezetére és az áramlás mechanizmusában játszott szerepére vonatkozóan részletes elemzést *Browning* (1974) tanulmányában találunk. Véleménye szerint az áramlásnak ilyen konfigurációja (azaz a meleg-nedves szállítószalag és a frontális felsiklás kedvező találkozása) kijelöli a csapadék sávós elrendeződését a mérsékelt övi szinoptikus depressziókban. Úgy véljük, az a tény, hogy a vastagabb felhőnyalábok a meleg-nedves szállítószalag vonalán találhatóak, nem mond ellent annak a feltevésnek, hogy a mezoskálán megjelenő vertikális sebesség — a sűrűségben és szélességben szakadásos felületek mentén — belső sűrűdésből származik, és ez a folyamat valójában már a belső gravitációs hullámok keletkezése.

2. Hazai kutatások

A század első fele magyaryelvű szakirodalmában légköri hullámokkal foglalkozó tanulmányt alig találunk. A 60-as évek elején *Bodolai* és *Bodolainé-Jakus* (1964) a frontális csapadék szerkezetének tanulmányozásával kapcsolatban vizsgálták mindazokat a frontálzónában fellépő emelő mozgásokat, melyek tér és időbeli dimenziója a megfigyelt állomáshálózattal is megfogható. Megállapították, hogy a fronton a súrlódás következtében longitudinális és transzverzális hullámok alakulnak ki, és a vertikális sebesség időbeli lokális változása hullámter-mészetű. Hangsúlyozták a hidegfront csapadékhozamának kialakításában a frontális súrlódásból származó emelés alapvető szerepét, majd a szállítószalagokkal kapcsolatban nyert újabb eredményeikkel igazolták korábbi megállapításait.

Mintegy másfél évtizeddel ezelőtt — felhasználva a hazai szinoptikus állomások ötévi óránkénti megfigyeléseit — statisztikai vizsgálatot végeztünk a felhőzet tér- és időbeli szerkezetére vonatkozóan (*Makai – Császárs és Rákóczi*, 1970, *Makai – Császárs*, 1976). Ez akkor még az ESSA meteorológiai műholdak látható tartományában készült felvételeinek kiértékelése végett történt. A szinoptikus felhőmegfigyelés adataiból felhőkombinációkat hoztunk létre abból a célból, hogy eldöntsük: adott időszakban egy-egy felhőtípushoz milyen más felhőtípus tartozhat, vagy esetleg melyik típus jelenléte kizárt akkor, ha teljes borultság esetén csak az alsó rétegben levő felhők típusa ismert. A vizsgálat végső célja az

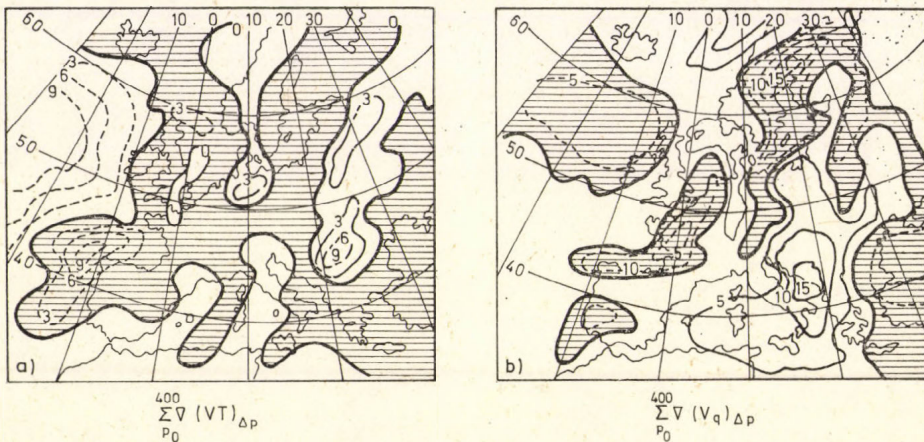
volt, hogy a felülről történő műholdas leképzés esetén a szerkezeti karakterisztikák alapján helyesen tudjunk dönteni arról, hogy milyen más, alacsonyabb szinten elhelyezkedő felhőtípusok előfordulására lehet még számítani. A vizsgálatokból kiderült, hogy a felhőrendszerek egy-egy csoportja térben szakaszosan, időben pedig bizonyos periodicitással jelennek meg, sőt bizonyos kombinációk megjelenése évszakok szerint is szelektív. Az eredményeket a szerkezeti függvény alkalmazásával nyertük, és ezekben korábbi szerzők megállapításainak igazolását láttuk (Bergeron, 1928; Djubjuk, 1956; Bodolai és Bodolainé, 1964).

Ami a gravitációs hullámok és a szinoptikus folyamatok közötti kölcsönhatás időjárási vonatkozását illeti, megemlítjük még a téli hidegpárna tartósságára vonatkozó vizsgálataink tanulságait (Makainé – Császár, 1986). A Kárpát-medencében a téli félévben meglehetősen gyakran visszatérő probléma a hidegpárna stagnálása. Eredményeink azt mutatták, hogy a hidegpárna gyors felszakadása akkor várható, ha az adott terület felett átvonuló hidegfrontot követően legalább 30–50 km hosszúságú gravitációs hullámok jönnek létre; 5–10 km hosszúságnál a hatás gyengül, míg az 5 km alatti hullámok már nem tudnak aktív befolyást gyakorolni.

3. A gravitációs hullámok nyomonkövetése digitális műholdadatokkal

A gravitációs hullámokkal foglalkozó publikációkból az is kiderül, hogy a periódus és a hullámhossz tekintetében igen nagy a változatosság, éppen ezért a hagyományos megfigyelési rendszer nem ad módot a mezoskálájú folyamatok alaposabb tanulmányozására. Annyi bizonyos, hogy a meteorológiai műholdak szubjektív úton kiértékelt komplex felhőtérképein, sőt az analógfelvételekből összeállított hurokfilmekben – különösen a nagyított változatain – már felismerhető e felhőrendszerek mozgásában és elrendeződésében a szakaszos jelleg; mindamelletteljesebb objektív, részletekbe menő azonosítás csak a digitális adatoktól remélhető.

A műholdakon elhelyezett spektrális mérőműszerek a Föld-légkör rendszerből érkező sugárzás erősségét érzékelik, ezért a digitális képmezőn az egyes kép-



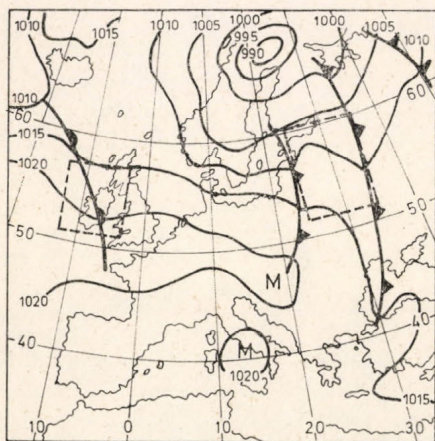
1. ábra: Szinoptikus helyzet 1982. július 5-én 12 GMT a) és az 1982. július 5-én 06 és 18 óra között lehullott csapadék mennyisége b).

pont értékek az adott frekvenciatartományban kisugárzott energia intenzitásával arányosak. Minthogy a képek méret- és intenzitásbeli felbontása műholdanként is változik, a többcsatornás digitális értékek csak megfelelő kalibrációs adatok birtokában transzformálhatók a kívánt fizikai mennyiség abszolút skálájába (pl. hőmérsékletre, albedóra, vízgőztartalomra stb.).

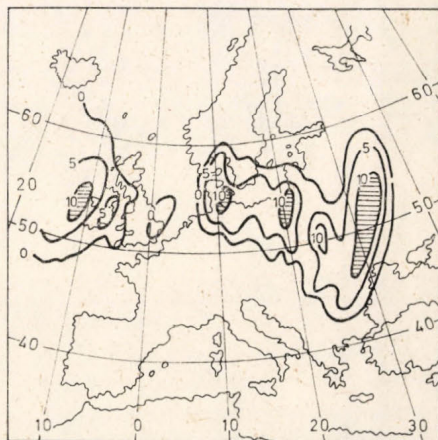
A METEOSAT geostacionárius műhold infravörös-tartományban (10,5 – 12,5 μm) és vízgőzfelnyelési sávban (5,7 – 7,1 μm) készült felvételein az 50 – 55° szélességek között a meridionális felbontás kb. 12 km, a zonális pedig 6 km. A látható tartományban (0,4 – 1,1 μm között) készült felvételeken a felbontás az előző érték fele, ami már kétségtelenül alkalmas finomskálájú folyamatok azonosítására, illetve részletesebb tanulmányozására.

Számunkra egyelőre csak az ún. SDUS (Secondary Date Users Station) adatok állnak rendelkezésre, ezért a finom szerkezeti analízis előfázisaként még a felesleges zajok kiszűrését is el kell végezni (ilyen pl. az azonosítás célját szolgáló óceán-szárazföld partvonalainak, vagy a földrajzi hálózat „fonálkeresztjeinek” digitális adata). A rendelkezésre álló adatok eredeti formájukban csak összehasonlításra használhatók, más szóval relatív értékként kezelhetők. Az esettanulmányként kiválasztott 1982. július 5-én 12 GMT-helyzet éppen abból a megfontolásból került vizsgálatunk tárgyává, mivel a METEOSAT-felvételek a felszíni mérések terminusától alig félórás időkülönbséggel készültek. A látható tartományban készült felvételeket alkalmasabbnak tartottuk a kiértékelésre. Vizsgálatainkat az 50 – 60° szélességek közé eső területre korlátoztuk.

Az 1.a ábrán a július 5-én 12 GMT szinoptikus helyzetet, a 1.b ábrán pedig e terminust közrefogva, a 06 és 18 GMT között lehullott csapadék mennyiségét ábrázoltuk. A Skandinávia fölött elhelyezkedő ciklon első hidegfrontja már átlépte az 50°E meridiánt, a második hullám a 30°E-ot, a harmadik pedig a 15°E-ig jutott el, és feltűnik egy fiatal ciklon Írországtól nyugatra, melynek melegfronti felhőernyője beborítja Írországot és Anglia nyugati részét. A csapadéktérképet a szinoptikus megfigyelési adatokból készítettük, ennek ellenére az izohiéták területi elrendeződéséből jól kivehető a cellás szerkezet.

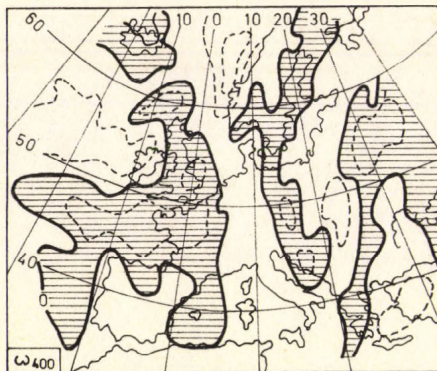
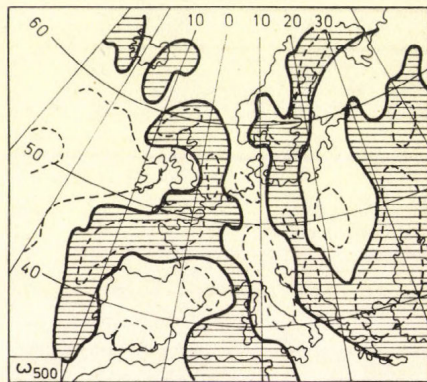
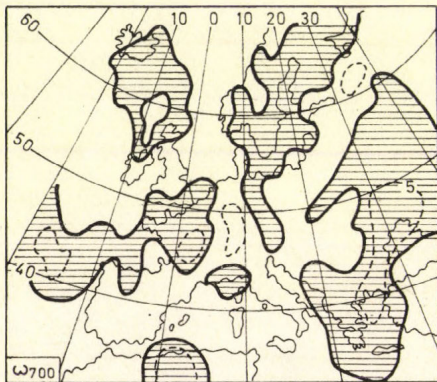
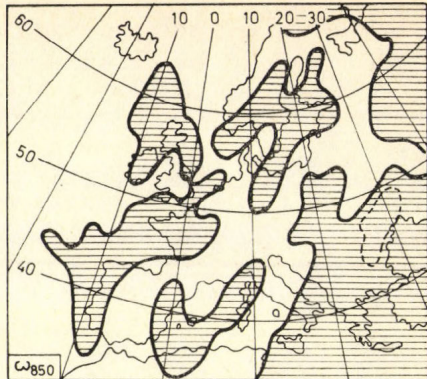
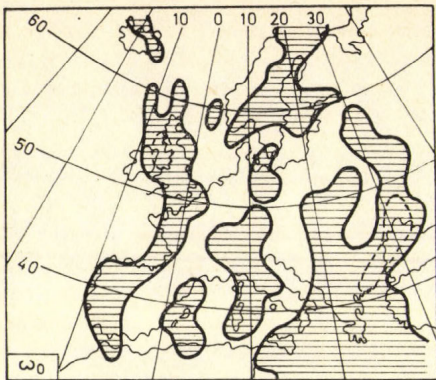


a)



b)

2. ábra. A hófluxus [∇ (VT), $10^{-3}\text{Ks}^{-1}\text{kPa}$] és a nedvességfluxus [∇ (Vq), $10^{-3}\text{grkg}^{-1}\text{s}^{-1}$] kPa horizontális divergenciája. Konvergencia-tartomány: vonalkázással



3. ábra. A nagyterségű konvergenciából származó vertikális feláramlás értéke (vonalkázott területek) $10^{-3} \text{hPa s}^{-1}$ egységekben a talajon, a 850, 700, 500 és 400 hPa izobárfelületeken.

Amennyiben csak SYNOP és TEMP táviratok adataira támaszkodnánk, nem találnánk igazolást a csapadék szakaszos váltakozására. Bizonyítékként bemutatjuk a 2. ábrán a talaj és 400 hPa közötti rétegben a hőmérséklet- és nedvességátvitel horizontális divergenciáját, a $\nabla(VT)$ és $\nabla(Vq)$ mennyiségeket (ahol q specifikus nedvesség). Mindkét ábrán jól kivehető, hogy a melegfront előtt és a hidegfrontot követően csak egy-egy cella jelenik meg. Ehhez igazodik a nagyterségű divergenciából származó vertikális sebesség (ω) elrendeződése is

az egyes izobárfelületeken, melyet a 3. ábra-sorozaton mutatunk be. Nyilvánvaló, hogy a fellépő hullámok nyomon követésére más eszközökhöz kell folyamodnunk. Úgy véljük, hogy a digitalizált műholdfelvételek alkalmasak lehetnek erre a célra. A teljes digitalizált felhőképet demonstrációs célra alkalmas formában nehéz bemutatni, ezért abból csak egy-egy részletet emelünk ki (az 1. ábrán szaggatott vonallal bekereteztük az érintett területeket). A digitalizált adatok eredetileg három számjegyűek (000 – 255 között), éppen ezért alkalmatlanok bemutatás céljára olyan értelemben, hogy következtetni lehessen a felhőtípusra. Ahhoz, hogy az érdekelt terület részletes felhőazonosítását megoldjuk, az alakfelismeréshez és a lényeges részek kiemelésére a digitalizált adatokat kódoltuk (bizonyos intervallumokon belül), és egy-egy számmal helyettesítettük. Az alapvető felhőfajták elkülönítéséhez a három frekvenciatartomány digitalizált adataiból két- és háromdimenziós gyakorisági eloszlást készítettünk, melyhez felhasználtuk *Liljas* (1981) eljárását is. Az alakfelismerés megoldható úgy is, hogy a digitalizált adatokat ismét analóg képpé transzformáljuk, majd az egyes felhőtípushoz megfelelő színeket rendelünk, mely display-monitoron vagy színes nyomtatón megjelenik.

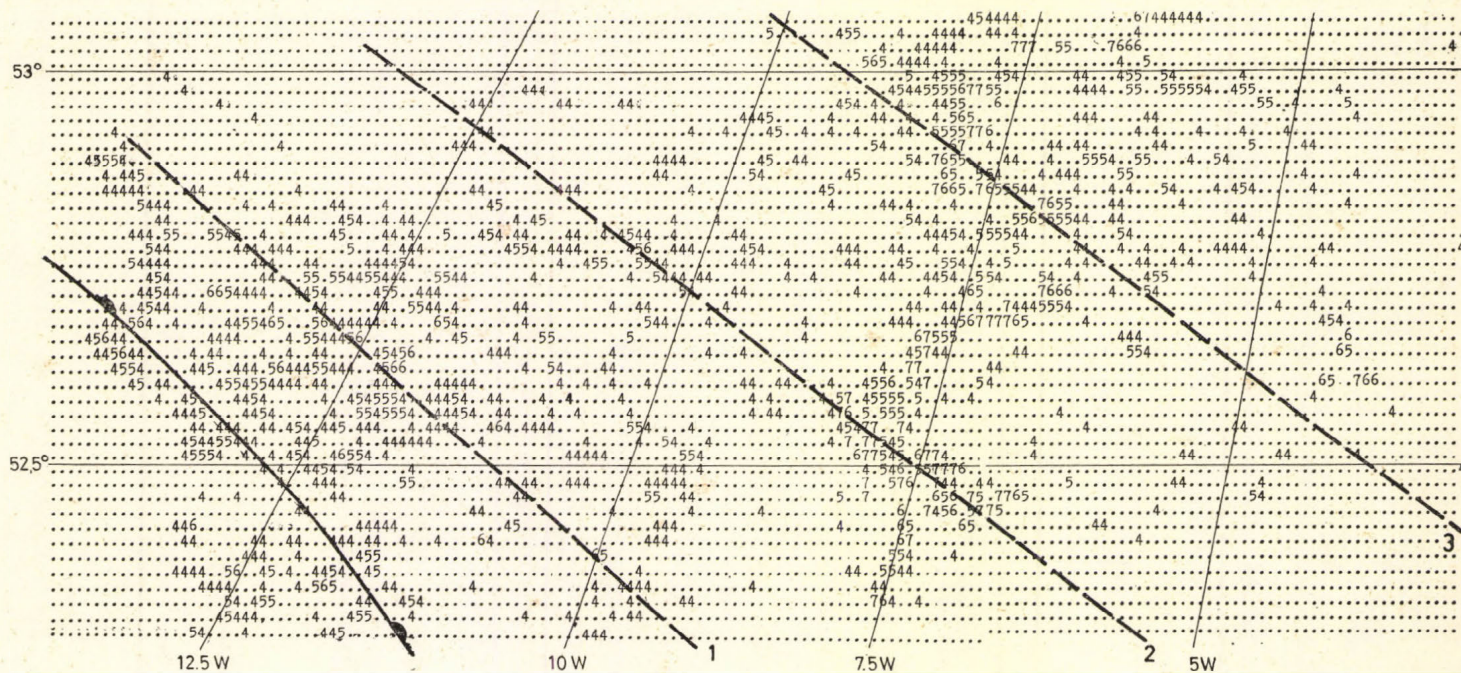
A melegfront előtti, mintegy 700 km széles felhőrendszer megjelenése az $5,7 - 7,1 \mu\text{m}$ között a vízgőz elnyelési sávjában készült digitalizált képen a 4. ábrán, a $10,5 - 12,5 \mu\text{m}$ közötti infravörös-tartományból származó képen pedig az 5. ábrán látható. Bár a vízgőzfelvétel elmosódottabb, ennek ellenére három sáv emelhető ki, egyenként kb. 200 km-es hullámhosszal. A legvastagabb felhősáv közvetlenül a melegfront vonala előtt húzódik, és vele párhuzamosan a második és harmadik sáv már vékonyabb felhőtakaróval.

A 30°E -et elhagyó hidegfront felhőrendszerének digitalizált képsora a vízgőztartományban a 6. ábrán, az infravörös-tartományban készült pedig a 7. ábrán látható. A felvételek sorrendjében bemutatott képek meggyőzően bizonyítják a hidegfronttal kapcsolatos gravitációs hullámokat, a hullámhegyek jó egyezést adnak a felszíni csapadékmaximumok zónáival. A hullámhosszúság $100 - 150 \text{ km}$ -re becsülhető, de ha szemügyre vesszük a nagyobb térfelbontást biztosító $0,4 - 1,1 \mu\text{m}$ között készült vizuális kép adatait, a 8. ábrán, az is nyilvánvaló, hogy az első hullám két sárva, a második, gyengébb hullám pedig három jól elkülöníthető sávra bontható.

Ami a gravitációs hullámok amplitúdóját illeti, úgy tűnik, a vízgőzablakban mért sugárzási adatokra alkalmazott Fourier-analízis eredménye (*Makainé - Császár*, 1985b) adta a legjobb egyezést a modellszámítás eredményeivel. A melegfronttal kapcsolatos hullám amplitúdója $45 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, a hidegfrontot követő pedig $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ -nak adódott, ami előbbinél a 13., utóbbinál pedig a 15. hullámszámra adta a maximális amplitúdót.

4. Az eredmények összefoglalása

Úgy véljük, e rövid tanulmányban csak ízelítőt sikerült bemutatni annak demonstrálására, hogy a digitalizált, vagy eredetileg is digitális képek az ún. *now-casting* feladatokat ma már a *real-time* igényvel képesek szolgálni. Talán nem túlzás ezt a módszert korszakváltásnak tekinteni a meteorológiai megfigyelések és mérések történetében. Alakfelismerési példánk a digitalizált adatok alkalmazásának valójában csak igen szűk lehetőségét villantották meg. Az a tény, hogy a meteorológiai műholdak jelenlegi generációja már egy digitális multispektrális adatbázissal lép a mindennapi feladatok szolgálatába, megkívánja, hogy ehhez a megfelelő felhasználási és alkalmazási gyakorlatot megszerezzük.



4. ábra: Az 5,7–7,1 μm -es vizgőztartományban készült felvétel digitalizált képe a melegfront környezetében.

kód

7

6

5

4

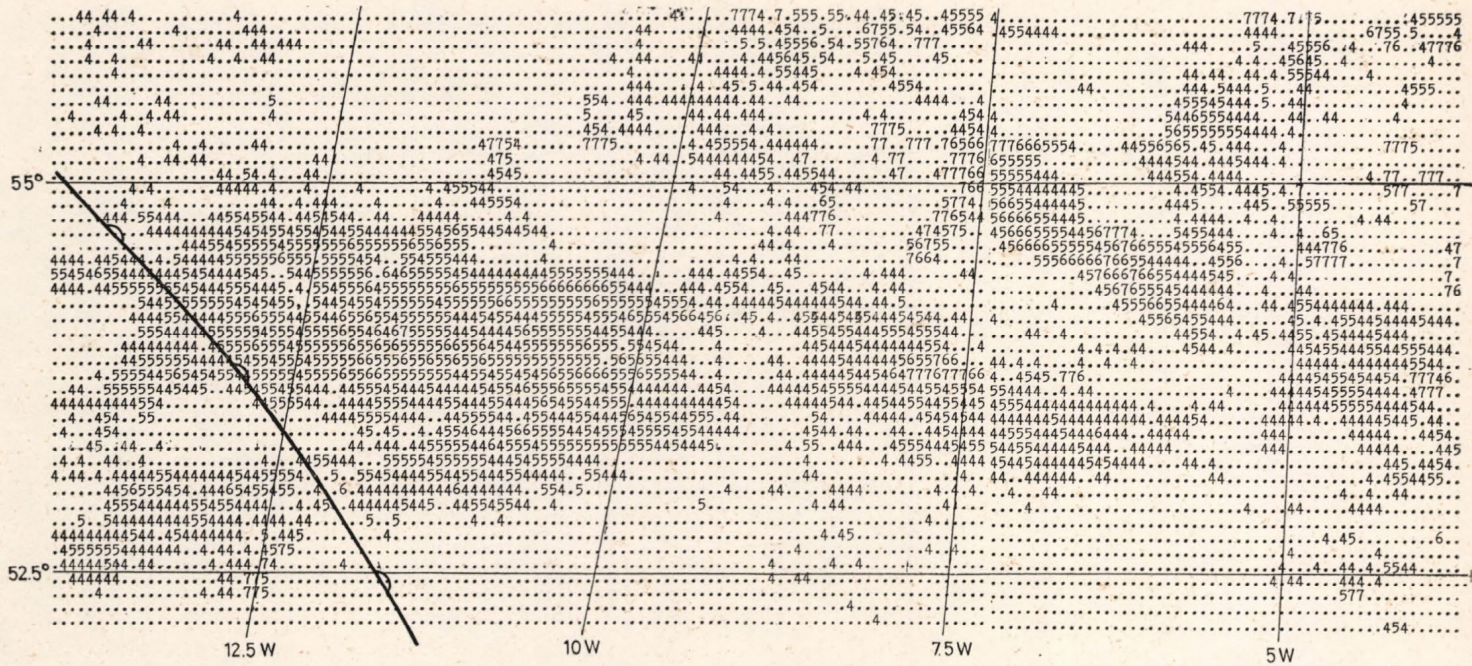
felhő

Cb zivatarrral

Ns, Ac

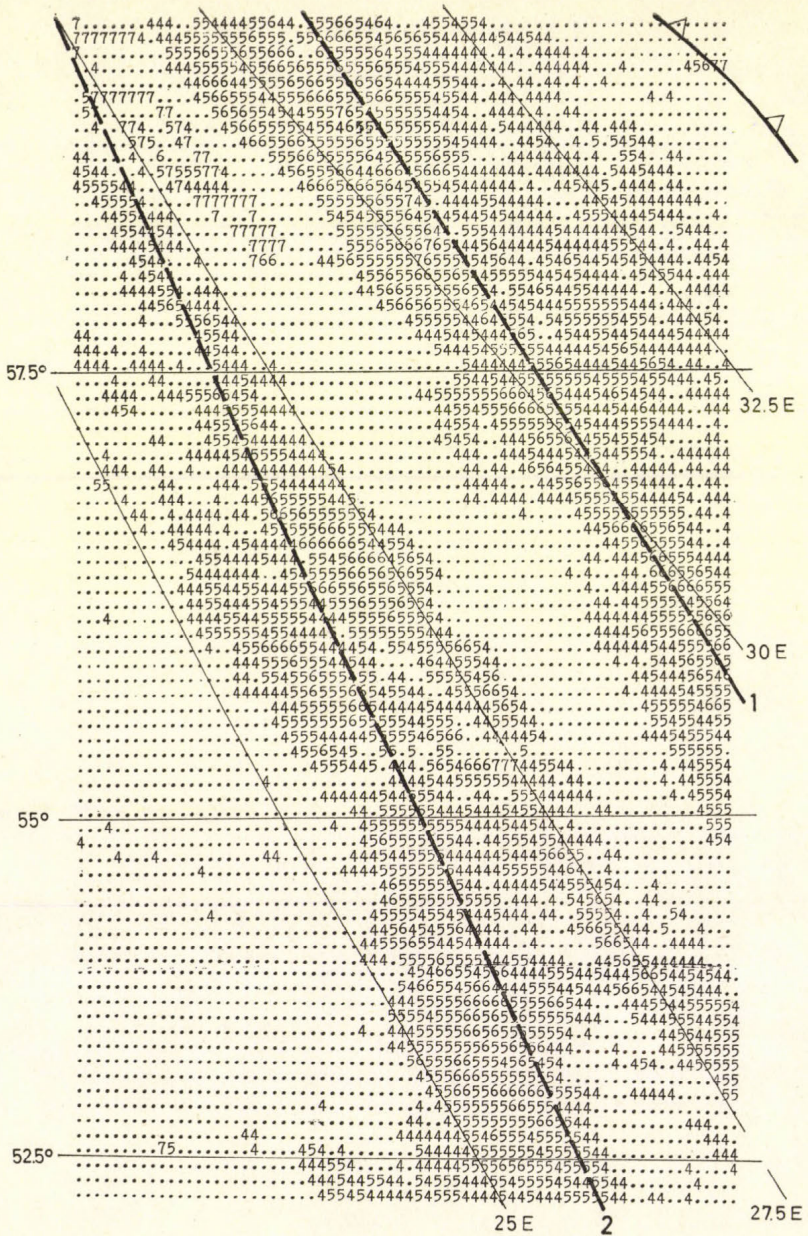
Cu cong és vastag As

vékony As, Sc

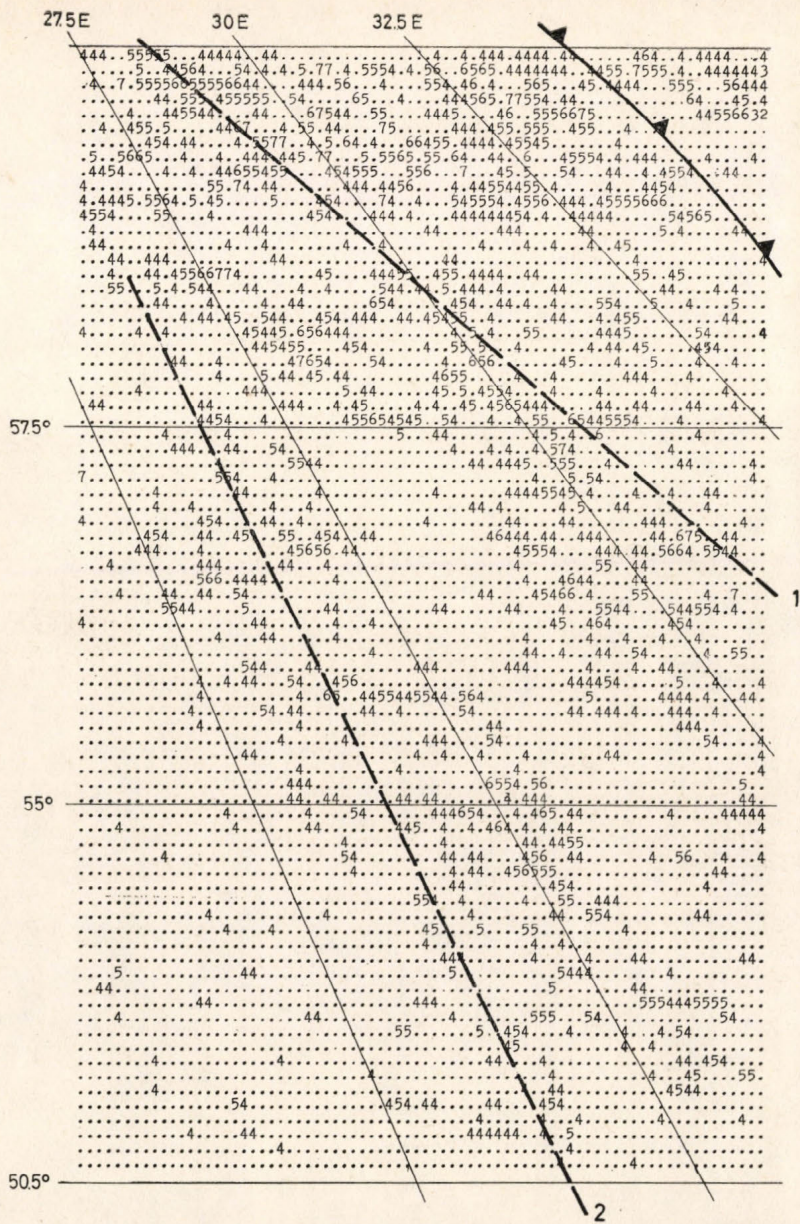


5. ábra. A melegfront környezetének infravörös digitalizált képe

kód	felhő
7	Cb zivattarral
6	Cb + sűrű Ci
5	Cu cong vagy sűrű Ac
4	kis Cu cong, As + Ci vagy Cs

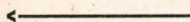


6. ábra: A hidegfront környezetének vízgőztartományban készült digitalizált képe. A számok jelentése megegyezik a 4. ábrával.



7. ábra. A hidegfront környezetének infravörös-tartományban készült digitalizált képe. A számok jelentése azonos az 5. ábra jelölésével.

8. ábra: A 0,4–1,1 μm -es látható tartományban készült felvétel digitalizált képe a hidegfront környezetében. 7–Cb zivatarral; 6–Ns, vagy nagy Cb cong; 5–kis Cu cong vagy Ac; 4–Cu hum, vagy Sc



IRODALOM

- Atkinson, B. W. and Smithson, P. A., 1972: An investigation into mesoscale precipitation distribution in a warm sector depression. *Quart. J. R. Met. Soc.* 98, 358–368.
- Bergeron, 1928: Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. *Geophys. Publ.* 5., 111.
- Bjerknes, V. – Bjerknes, J. – Solberg, H. and Bergeron, T., 1933: *Physicalische Hydrodynamik*. Berlin J. Springer, pp. 797.
- Bodolai, I. és Bodolainé Jakus, E., 1964: A frontális csapadék mennyiségének szinoptikus feltételei. *OMI. Kiseb kiadványai* 34, pp. 60.
- Browning, K. A., 1974: Mesoscale structure of rain systems in the British Isles. *Jour. Met. Soc. Jap.* 52, 314–327.
- Claerbout, G. O., 1967: Electromagnetic effects of atmospheric gravity waves. *Ph. D. dissertation MIT*, pp. 174.
- Collins, G. O. and Thompson, J. H. C., 1953: A generalized study of precipitation forecasting. Part I: Computation of precipitation from the fields of moisture and wind. *Monthly Weather Rev.* 4, 91–100.
- Collins, G. O. and Smagorinsky, J., 1955: On the Numerical Prediction of Precipitation. *Monthly Weather Rev.* 3, 53–68.
- Djubjuk, A. F., 1947: O vücsiszlénii vertikálnüh szkorosztzej po polju davlénija. *TRUDŰ NMU GUMSZ. Szer. II. vüp.* 24, 68–74.
- Djubjuk, A. F., 1956: O vertikálnüh szkorosztjah v oblaszti dvizsuscsiszja frontov. *Izvesztija Akadémii Nauk SZSZSZR, szer. Geofiz.* 9, 1091–1098.
- Estoque, M. A., 1957: An Approach to Quantitative Precipitation forecasting. *Journal of Meteorology* 14, 50–54.
- Flauward, E. A., Mears, A. H., Crowley, F. A. and Crary, A. P., 1954: Investigation of microbarometric oscillation in Eastern Massachusetts. *Tech. Rep. 54, Geophys. Res. Pap.* No. 27, AFCRL, 62.
- Gedzelman, St. D. and Rilling, R. A., 1978: Short-period atmospheric gravity waves: a study of their dynamic and synoptic feature. *Monthly Weather Rev.* 106, 196–210.
- Goldie, A. H., 1925: Waves at an approximately horizontal surface of discontinuity in the atmosphere. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 51, 239–246.
- Helmholtz, H. V., 1889: Über die atmosphärischen Bewegungen. *Zweite Mitteling.* S. B. press. *Akad. Wiss.* 761–780.
- Houze, R. A., Hobbs, P. V., Biswas, K. R. and Davis, W. M., 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Monthly Weather Rev.* 104, 868–878.
- Kelher, T. E., 1975: The occurrence of microbarograph detected gravity waves compared with the existence of dynamically unstable wind shear layers. *Journal. Geoph. Res.* 80, 2967–2976.
- Kuettner, J., 1952: On the possibility of soaring on traveling waves in the jet streams. *Aeronaut. Eng. Rev.* 11, 107.
- Liljas, E., 1981: Automated techniques of satellite imagery analysis, *Proc. IAMAP Symposium Hamburg* 25–28 August 1981.
- Lindzen, R. S. and Tung, K. K., 1976: Banded Convective Activity and Ducted Gravity Waves, *Monthly Weather Rev.* 10, 104, 1602–1617.
- Madden, T. R. and Claerbout, J. F., 1968: Jet stream associated gravity waves and implications concerning jet stream stability. *Proc. Boulder Symp. on Acousting Gravity Waves in the Atm.* 121–134.
- Makai – Császár, M., – Rákóczi, F., 1970: Nekotorie sztatisticeszkie karakterisztiki prosztranszvennoj szstrukturü oblacnszti. *TRUDŰ MMC po Szputnikmeteorologii* 1–19.
- Makai – Császár, M., 1976: Nekotorie sztatisticeszkie pokazateli szstrukturü oblacnszti vremen. *Annales Sectio Geographica.* Tom. XI–XII, 211–222.
- Makainé – Császár, M., 1986: Hideg levegőpárna stagnálása a Kárpátmedencében. *Meteorológiai-Tanulmányok OMSZ, No. 55,* 1–21.
- Makainé – Császár, M., 1985b: Fourier analízis alkalmazása digitális műholdfelvételekre. *Kézirat.*
- Namekawa, T., 1936: A study of the mirror fluctuations of the atmospheric pressure. I–V. *Mem. Coll. Sci. Kyoto. Imp. Univ. Lamont Geologica Observatory.* Peprint 1–112.
- Solberg, H., 1936: Schwingungen und Wellenbewegungen in einer Atmosphäre mit nach oben abnehmend Temperatur. *Astrophys. Norv.* 2, 123–127.
- Wegener, A., 1906: Studien über Luftwogen. *Beitr. Physik frei Atmosphäre* 2, 55–72.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 92. évf. 4. szám, 1988. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 92 No. 4 Jul – Aug 1988, Budapest

Kísérlet a borultsági viszonyok műholdas meghatározására*

TÄNCZER TIBOR

Központi Előrejelző Intézet
H-1675 Budapest, Pf. 32.

KETSKEMÉTY LÁSZLÓ

Műszaki Egyetem Gépészmérnöki kar
H-1111 Budapest, Műegyetem-rakpart 1.

LÉVAI GÁBOR

Számítástechnikai Közös Vállalat
H-1393 Budapest, Pf. 319. Ajtási-Dürer sor 10.

A szerzők a felhőfedettség meghatározására tesznek kísérletet, a METEOSAT-2 műhold 0,4–1,1 μm tartományból származó digitális megfigyelési adatai alapján. A módszer alkalmazása feltételezi a megvilágítási viszonyok standardizálását. A felhőfedettség megállapítása két lépcsőben történik. Egyrészt két küszöbérték alapján kijelölik az egyértelműen felhőtlen és borult területeket, majd a közöttek fényességi tartományban szórás-analízisre támaszkodva döntenek el a felhőfedettség mértékét. A módszer gyakorlati kipróbálása ± 1 okta tűréssel 71%-os egyezést adott a földi megfigyelésekből becsült területi borultsági értékekkel. Az egyezés különösen magas (92%-os) volt, amikor a földi észlelő teljesen borultnak ítélte meg a felhőfedettséget.

*

An attempt for deriving cloud amounts from satellite imagery. An attempt for deriving total cloud amounts is made using digital data in spectral band between 0,4–1,1 μm by METEOSAT-2. The brightness is standardized for a constant solar zenith angle. The derivation of cloud amounts is performed by two steps. First, totally clear and cloudy areas are defined by assuming two thresholds then in brightness domain between these two values the cloud amounts are evaluated based on variance analysis. The test of the method yielded a good agreement with the areal cloud amounts estimated from surface observations: 71 per cent of differences were within ± 1 okta. The agreement was especially distinct (92 per cent) when totally cloudy skies were reported by surface observers.

Bevezetés. A borultság mértéke meghatározó az időjárás és éghajlat alakulása szempontjából. Ez a hatás elsősorban a sugárzási viszonyok módosulásán keresztül érvényesül. A vastag felhőtakaró visszaveri a napsugárzást, ezáltal visszafogja a talajközeli légréteg felmelegedését, ugyanakkor mérsékli az effektív kisugár-

* A kutatómunka az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság támogatásával folyt.

zást, csökkentve ezáltal az éjszakai lehülést. Ezek a jelenségek ellene dolgoznak a termikus konvekciónak, a kisugárzási ködök keletkezésének. Nyilvánvaló, hogy a felhőzeti viszonyok a sugárzási mérleg befolyásolásán keresztül rányomják bélyegüket adott térség éghajlatának jellegére.

A borultság meghatározásának konvencionális módja a földi észlelés, amikor az égbolt felhővel borított hányadában fejezzük ki a borultság mértékét. Ennek a megfigyelési módnak a megbízhatóságát azonban szubjektivitásán felül számos objektív körülmény is korlátozza, amelyekkel részletesen egyik korábbi dolgozatunkban (Tánczer, 1968) foglalkoztunk. A legnagyobb probléma, hogy a földi megfigyelő állomáshálózat sűrűsége változó és a megfigyelések keveset mondanak a felhőzet területi eloszlásáról. Ennek megfelelően a hagyományos észleléseken alapuló globális borultsági térképek nem teljesen megbízhatók.

A műholdak révén a felhőmegfigyelés teljesen új alapra helyeződött. Borultsági térképek készítése már az analógvételek alapján elkezdődött (nefanalízis). A műholdas felhőklimatológia kibontakozása sem váratott sokáig magára. Erről több hazai munka is tanúskodik (Róth, 1979; 1985). A felvételeken a borultság megállapítása legtöbbször vizuálisan történt, ami egyrészt szubjektivitást vitt a kiértékelésbe, másrészt finomabb vizsgálatot már nem tett lehetővé.

A digitális műholdadatok megjelenésével megnyílt a lehetőség objektívabb és finomabb borultsági értékek képzésére. Ezzel kapcsolatban a vizsgálatok homlokterébe kerültek a műholdas felhőmegfigyelés problémái. Dolgozatunkban azt a célt tűztük ki, hogy a látható tartományban folytatott leképezésnél rámutassunk a felhőzet felismerésével kapcsolatos nehézségekre és egy operatív használatú eljárást dolgozzunk ki adott terület borultságának meghatározására.

1. Jelintenzitás a rövidhullámú tartományban

A rövidhullámú tartományból nyert műholdas megfigyelési adatokat albedóként értelmezhetjük. Z napzenitszög esetén az albedót az alábbi összefüggés adja meg:

$$A(Z) = \frac{F(Z)}{S(Z)}, \quad (1)$$

amelyben $F(Z)$ a reflektált fluxussűrűség, $S(Z)$ pedig a beérkező napsugárzás energiája.

(1)-ben az $F(Z)$ reflektált fluxussűrűséget a következő formula írja le:

$$F(Z) = \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} R(\Theta, \alpha, Z) \sin \Theta \cos \Theta \, d\alpha d\Theta, \quad (2)$$

ahol $R(\Theta, \alpha, Z)$ a műholdon Θ zenitszög és α azimut esetén mért sugárzás intenzitása. A beérkező napsugárzási energia a légkör felső határán viszont

$$S(Z) = S(O) D \cos Z, \quad (3)$$

ahol $S(O)$ a napállandó és D a Nap – Föld távolság korrekció.

Izotrópiát föltételezve, a (2) integrál kiszámítható, mégpedig az

$$F(Z) = \pi R(Z) \quad (4)$$

alakot ölti. $R(Z)$ a Z napzenitszögnél reflektált sugárzás intenzitása.

Megközelítőleg feltételezhetjük, hogy $R(Z)$ és a direkt visszaverődésre vonatkozó $R(O)$ között a következő kapcsolat áll fenn:

$$R(Z) \approx R(O) \cos Z. \quad (5)$$

Larson és Barkstrom (1977) vizsgálta a különböző felszínek albedójának Z -től való függését. Eszerint Z növekedésével az albedó növekszik, amelyet bonyolult függvénykapcsolat jellemez. Mintegy $Z = 60^\circ$ ig (sőt a tengerfelszint nem tekintve $Z = 70^\circ$ -ig) azonban az (5) közelítés megengedhető.

Mármost visszatérve (1)-re, felírhatjuk, hogy

$$A(Z) = \alpha R(O), \quad (6)$$

ahol

$$\alpha = \frac{\pi}{S(0)D}.$$

$R(Z)$ a műholdas mérés, illetve a vétel során feszültségi szint, vagy azzal egyenértékű B^* digitális értéként jelentkezik, tehát

$$R(Z) \rightarrow B^*. \quad (7)$$

A METEOSAT műholdra, ahol linearitás teljesül, (5) szerint

$$R(O) \rightarrow B^* \sec Z. \quad (8)$$

2. A megvilágítási viszonyok kiegyenlítése a felvételen

A rövidhullámú (látható + közeli infravörös) tartományban készült felvételeken a felhőzet fényvisszaverő képességének megfelelően látszik. A fényesség mértékét azonban alapvetően meghatározza a megvilágítás erőssége. Ez a körülmény, különösen alacsony napállásnál zavarólag hat a felvétel kiértékelésére. A problémán felülkerekedhetünk azáltal, hogy a megvilágítás mértékét egységes napmagasságra normalizáljuk, pl. nyáron 45° -ra, télen 30° -ra. Azt a műveletet, amikor B^* értékét megadott Z_s szögre homogenizáljuk, *megvilágítás-kiegyenlítésnek* vagy *megvilágítási korrekciónak* nevezzük. Ennek alapjául a (8), valamint az (5) összefüggés szolgálhat. A fényességi mezőt először direkt beesésre ($Z = O$) alakítjuk át, majd a kívánt Z_s értéknek megfelelően módosítjuk; vagyis a

$$B(Z_s) = B^* \frac{\cos Z_s}{\cos Z} \quad (9)$$

transzformációt végrehajtjuk.

A gömbháromszögtan koszinusztétele alapján

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega, \quad (10)$$

amelyben φ a földrajzi szélesség, δ a Nap deklinációja, ω pedig az óraszög:

$$\omega \approx \left(t_{\text{GMT}} - 12 \pm \frac{\lambda}{15} \right) 15. \quad (11)$$

(11)-ben λ a földrajzi hosszúság, a pozitív előjel keleti, a negatív nyugati hosszúságra vonatkozik.

A gyakorlati megoldás során az x , y képi koordinátákhoz kiszámítjuk φ , λ értékeit, majd a (9–11) egyenletek alapján végrehajtjuk a korrekciót. Jelen vizsgálatban a METEOSAT–2 által 1985. március 28-án 7.42 GMT-kor a látható tartományban készült „B”-formátumú felvételt használtuk fel. A megvilágítási korrekciót $Z_s = 45^\circ$ -ra végeztük el, és a $Z > 70^\circ$ -os napzenitszöghöz tartozó adatoktól eltekintettünk.

3. A felhőzet felismertetése

Mármost visszatérve kiinduló feltevéseinkre, az albedó a B fényességi értékkel

$$A(Z_s) = c B + d \quad (12)$$

alakú kapcsolatba hozható. Itt hallgatólagosan kihasználtuk azt a körülményt, hogy a műholdon mért sugárzás és a megfelelő digitális érték között linearitás áll fenn. A d megfelelő normalizálással zérussá tehető. A c konstans számos tényezőtől függ, feltehető, hogy a légkör hatása (elsősorban Rayleigh- és Mie-szórás) is e koefficiensen keresztül jelentkezik. Az operatív célú alkalmazás során nem vettük tekintetbe a c területi változását. $A = 1$ esetén

$$c = \frac{1}{B_{A=1}},$$

tehát c meghatározása $B_{A=1}$ ismeretét igényli.

A műholdas megfigyelési adatokon végzett felhőazonosító eljárásoknak az alapja az ún. *küszöbtechnika*, amely egyetlen digitális érték alapján dönt arról, hogy egy adott képpont felhősnek vagy felhőtlennek minősüljön. A küszöbértéket úgy kell felvenni, hogy az algoritmus már azokat a képelemeket felhősnek adja meg, amelyekben a felhőfedettség meghaladja az 50%-ot. Ilyen küszöbérték definiálása azonban a felhők különböző mérvű sugárzás-áteresztése és a képelemeken belül ezek változó részarányban való előfordulása miatt szigorú értelemben nem lehetséges. Megadhatók ellenben olyan B_K , illetve B_K küszöbértékek, amelyek a biztosan felhőtlen, illetve teljesen felhős képpontokat meghatározzák. A $B_k < B \leq B_K$ tartományt azonban bizonytalansági zónának kell tekintenünk. Ez a bizonytalanság három lehetséges esetre vezethető vissza:

1. Amikor a felhőzet az egész képelemet kitölti, de annak sugárzásáteresztése nagy, ezért albedója viszonylag alacsony (pl. Cs felhőzet).

2. Amikor a képelemen belül felhők csak sporadikusan, de különböző fedettséggel fordulnak elő.

3. Amikor összefüggő felhőtakaró széle éppen egy képelemen keresztül húzódik.

Ahhoz, hogy ezekre az esetekre valamilyen megoldást találjunk, vizsgáljuk meg, miből tevődik össze egy képpont fényessége.

3.1. *A képelemek fényessége.* Valamely képelem fényességére első közelítésben felírható, hogy

$$B = \frac{t_1 \bar{b}_1 + t_0 \bar{b}_0}{T}, \quad (13)$$

ahol t_f és t_0 a képelemen belül a felhős és a felhőtlen terület kiterjedése, míg \bar{b}_f és \bar{b}_0 az azokon belül jelentkező átlagos fényesség. Nyilvánvaló, hogy

$$\bar{b}_f = \frac{1}{t_f} \int_{t_f} b_f dt_f, \text{ és } \bar{b}_0 = \frac{1}{t_0} \int_{t_0} b_0 dt_0,$$

míg $T = t_f + t_0$.

A földfelszín B_0 fényességére felírható, hogy

$$B_0 = \frac{t_f \bar{b}'_0 + t_0 \bar{b}_0}{T}, \quad (14)$$

amelyben \bar{b}'_0 -vel jelöltük a felhő alatti terület átlagos fényességét.

Ekkor (14) felhasználásával az N hányadnak megfelelően felhővel borított képelem fényessége

$$B = B_0 + \frac{t_f}{T} (\bar{b}_f - \bar{b}'_0) \quad (15)$$

lesz, ahol $t_f/T = N$.

Ha feltételezzük, hogy a képelemen belül a földfelszín albedója nem változik, vagyis

$$\bar{b}'_0 \approx \bar{b}_0 \approx B_0,$$

akkor

$$N = \frac{B - B_0}{\bar{b}_f - B_0}, \quad (16)$$

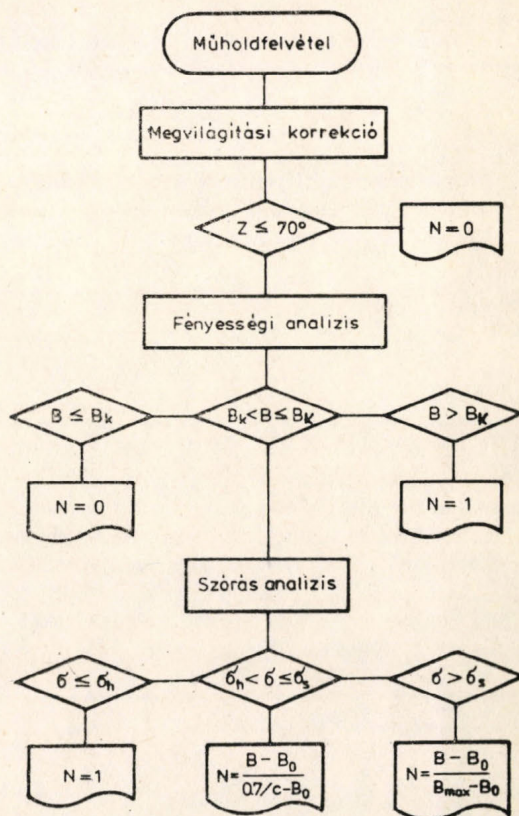
vagy

$$\bar{b}_f = \frac{B - B_0(N - 1)}{N}. \quad (17)$$

Tehát arra az eredményre jutottunk, hogy a felhőfedettség megállapításához a képelem fényességén felül ismernünk kell a földfelszín és a felhők átlagos fényességét (B_0 -t, illetve \bar{b}_f -et). B_0 pontról-pontra történő megadása nehézkes, többek között a képelemek pozíciójának felvételenkénti változásánál fogva is, ezért egy operatív modellben B_0 -t célszerű állandónak tekinteni. Természetesen lehetőség van arra, hogy eltérő B_0 értéket alkalmazzunk szárazföldi, illetve tengeri területeken. A felhős terület \bar{b}_f fényességének kiszámítása (17) értelmében csak az N felhőfedettség mértékének ismeretében lenne lehetséges. Továbbjutás tehát csakis a priori információ felhasználásával történhetik.

3.2. *Varianciavizsgálat.* Coakley és Bretheron (1982) kimutatták, hogy infravörös felvételeken a varianciavizsgálat alkalmas a felhős területek kijelölésére, miután ott annak értéke magasabb, mint a felhőtlen földfelszínen. Azóta ez az analízis technika széles körben elterjedt (Kelly, 1985; Saunders, 1986). A variancia kiszámításához a műholdfelvételt rácsablakkal fedik le. A számítási idő növelésének vállalásával „csúszó ablakok” alkalmazása is lehetséges. Harris és Barrett (1978) a látható tartományban készült műholdfelvételen a varianciára is

támaszkodtak a felhőfajták meghatározásakor. Úgy gondoltuk és az előzetes vizsgálatok ezt igazolták is, hogy a szórásanalízis esetünkben hozzásegíthet a probléma megoldásához; nevezetesen annak eldöntéséhez, hogy a $B_k < B \leq B_K$ intervallumba eső fényesség esetén az említett három eshetőség közül melyik áll fenn.



1. ábra: A felhőfedettség kiszámításának blokk-diagramja (Lefelé haladva a feltételek teljesülnek)

Az alacsony szórásértékek az áttetsző rétegfelhőkre (1 eset) vonatkoztathatók, amelyekhez teljes borultság rendelhető. Közepes szórásértékeknél gomolyfelhők előfordulásáról van szó. Végül jelentős szórás esetén valószínű, hogy a felhőkaró széle jelenik meg a képelemen belül. Az utóbbi két esetben a felhőfedettség kiszámításához definiálni kell a felhőzet \bar{b}_r fényességét, illetve albedóját.

3.3. *Felhőfedettség-kiszámító algoritmus.* A leírtak szerint a felhőfedettség meghatározása három lépésből áll: 1. fényességi transzformáció, 2. fényességi analízis és 3. szórásanalízis.

A fényességi transzformáció az eredeti B^* digitális értékeknek valamilyen konstans Z_s zenitszögére vonatkozó átalakítását jelenti, általában $Z \leq 70^\circ$ esetén.

A fényességi adatok analízise B_k és B_K küszöbértékek definiálásával az eseteket három kategóriába sorolja: $B \leq B_k$, $B_k < B \leq B_K$ és $B > B_K$. Az első kategória az egyértelműen felhőtlen, míg a harmadik az egyértelműen borult esetet jelenti. Problematikus a második kategória marad, amelyhez felhőfedettségi értékek szórásanalízis segítségével rendelhetőek.

A $B_k < B \leq B_K$ bizonytalansági zóna szórásanalízisének az alacsony szóráseértékek ($\sigma \leq \sigma_h$) áttetsző rétegfelhővel függnek össze. A közepes szórással ($\sigma_h < \sigma \leq \sigma_s$) az elszórt gomolyos felhőzetre jellemző. Ekkor, nem részletezett elvi megfontolások alapján, a felhőzetre 0,7-es albedót vehetünk fel. Jelentős szórásnál ($\sigma > \sigma_s$) valószínű, hogy összefüggő felhőzet ér véget és $\bar{b}_f = B_{\max}$ látszik elfogadhatónak.

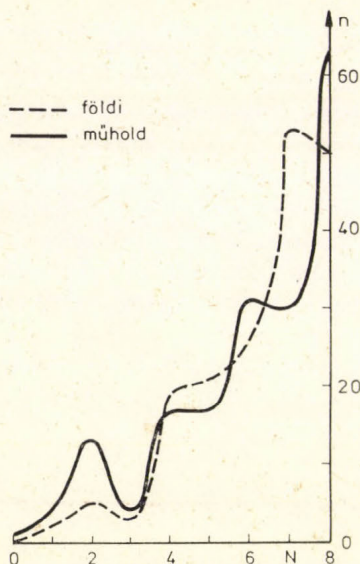
A felhőfedettség kiszámításának vázolt menetét sematikusan az 1. ábrán mutatjuk be.

4. A módszer gyakorlati kipróbálása

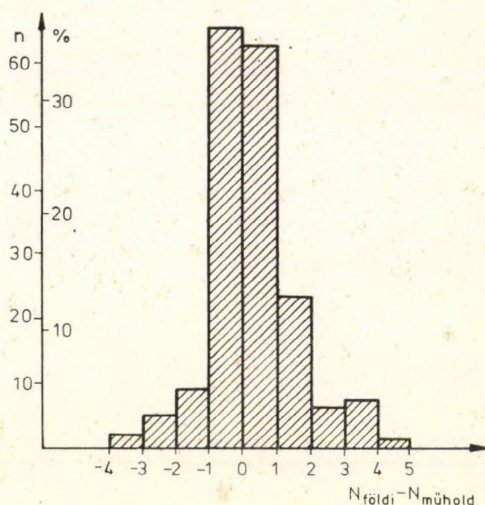
A módszer kipróbálását a METEOSAT-2 1985. március 28-án 7.42 GMT-ben a $0,4 = 1,1 \mu\text{m}$ spektrumban készült digitális felvételen (B -formátum) hajtottuk végre. Az alapanyagot a Szlovák Hidrometeorológiai Intézet bocsátotta rendelkezésünkre. A programot az OMSZ Számítóközpontjának TPA 1148-as számítógépén futtattuk le. A program futásához szükséges állandókat a következőképpen vettük fel:

$$c = 100/140; B_k = 30, B_K = 65; \sigma_h = 5, \sigma_s = 10.$$

A szórásanalízist 4×4 képpontból álló rácsablakokra készítettük el. A felhőfedettségi értékeket 16×16 -os rácsablakokra számítottuk ki. Egy-egy adat így Magyarország körzetében mintegy $50 \times 75 \text{ km}^2$ területre vonatkozik. A vonatkoztatási terület felvételénél két szempont játszott közre. Egyrészt lehetővé akartuk tenni a vizsgálat infravörös adatokkal történő folytatását (tudvalevő, hogy ott a felbontás mértéke kétszeres rosszabb, mint a jelen dolgozatban felhasznált csatornán). Másrészt a verifikáció érdekében összhangban akartunk maradni a földi megfigyelési adatok reprezentativitásának területével. Reynolds és Vonder Haar (1977) NOAA-adatoknál 75×75 , Seze et al. (1986) METEOSAT adatoknál



2. ábra: A földi és a műholdas felhőfedettség gyakorisági eloszlása (N a felhőfedettség oktában kifejezve, n az esetszám)



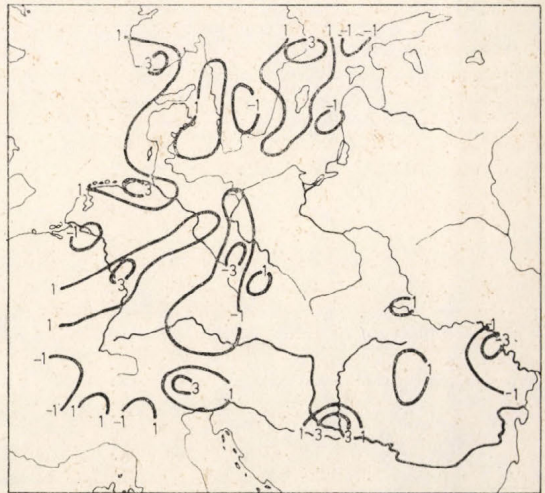
3. ábra: A földről észlelt ($N_{\text{földi}}$) és a műholdas megfigyelésből leszármaztatott ($N_{\text{műhold}}$) felhőfedettség közötti eltérések gyakorisági eloszlása

100×100 km² területet választottak a műholdas és a földi borultsági értékek összehasonlítására.

A verifikációhoz az 1985. március 28. 06 GMT szinoptikus megfigyelési adatokat használtuk fel. Az összehasonlító vizsgálatot a 45–60°N és az 5–30°E szélességi, illetve hosszúsági körök által határolt területre végeztük el, 1×2°-os felbontással. Ily módon összesen 180 adatként képezte az összehasonlítás alapját. A korrekt összehasonlító vizsgálathoz a műholdadatokat területi transzformációjára lett volna szükség. Ennek munkaigényessége miatt erre nem került sor. A rácsnégyzetekre mind a földi, mind a műholdas borultsági értékeket vizuálisan becsültük meg. A felhőfedettséget a földi megfigyelési adatokból oktában állítottuk elő, a műholdas becslés azonban százalékban történt, amely már megengedte a tized oktányi pontosságot.

A földi és a műholdas felhőfedettségi értékek gyakorisági eloszlását a 2. ábrán mutatjuk be. Látható, hogy a műhold az alacsony felhőfedettséget és a teljes borultságot nagyobb gyakorisággal jelezte, mint a földi észlelés. Ez két körülménnyel magyarázható. Egyrészt a tenger borította területeken ugyanazzal a küszöbértékkel dolgoztunk, mint a szárazföld fölött, ami ott automatikusan a felhőzet alábecslésére vezet. Másrészt, erősen felhős időben a műhold korlátozott felbontóképességénél fogva a felhők közötti kicsiny hézagokat nem képes érzékelni, míg a földi észlelés egyértelműen 7 oktában állapítja meg a borultságot, ha az égbolt a látótérben bárhol, bámilyen kismértékben is látszik. A vizsgálati területre a földi megfigyelések alapján 6,3 okta, a műholdas adatokból 6,1 okta átlagos borultságot kaptunk.

A földi és a műholdas megfigyelésből származó felhőfedettségi értékek közötti eltérés eloszlását oszlopdiagram formájában a 3. ábrán tüntettük fel. A teljes egyezést (0 eltérést) fele-fele arányban a 0–1, illetve 0–(-1) intervallumhoz számoltuk. Így ±1 okta tűréssel a vizsgálati terület 71%-ában (127 esetben) kaptunk egyezést. A megmaradó terület 70%-án (37 esetben) a műhold alacsonyabb, 30%-án (16 esetben) magasabb felhőfedettséget adott, mint a földi megfigyelés. Ez az egész vizsgálati területre kivetítve a műholdas (földi) észlelés szempontjából 20%-os alá- (fölé-) és 9%-os fölél- (alá-) becslést jelent. Derült idő elenyésző mértékben fordult elő, ezzel szemben jelentős a teljesen borult



4. ábra: A földi és a műholdas felhőfedettség közötti eltérés területi eloszlása

esetek száma (földről 50, műholdról 63 eset). Figyelemre méltó, hogy a szinoptikus észlelés alapján megállapított 50 teljesen borult esetből 46-ban (92%) a műholdas becslés is 100%-os fedettséget adott.

A földi és a műholdas felhőfedettségi értékek közötti eltérések területi eloszlása a 4. ábrán látható. Az egyezés különösen Kelet-Európa fölött szembetűnő. Az 1 oktát meghaladó pozitív eltérések 57%-a (21 eset) olyan rácsnégyzetekben fordult elő, ahol a földfelszín egy részét tenger képezi. Ez azzal kapcsolatos, hogy nem alkalmaztunk a tengeren alacsonyabb küszöbértéket. (A 40°N-nál délebbre eső térségtől éppen a nagyfokú tengerborítottság miatt tekintettünk el a vizsgálat során). Ha az összevetéskor a tengeri területeket tartalmazó képelemeket figyelmen kívül hagyjuk, lényegében szimmetrikus eloszláshoz jutunk.

5. Konklúzió

Célunk az volt, hogy gyors, operatív módszert dolgozzunk ki a felhőfedettség meghatározására a látható tartományban folytatott műholdas megfigyelésre. A módszer lényege a megvilágítási korrekció elvégzése után két küszöbérték kitűzése, amelyek az egyértelműen felhőtlen, illetve borult képelemeket definiálják. E küszöbértékek közötti tartományban szórásanalízissel dönthető el, hogy a vizsgált képelem milyen mértékben felhős. A küszöbértékeket a vizsgált területre egységesen vettük fel. A tengeri területeken azonban alacsonyabb alsó küszöbérték alkalmazása látszik indokoltnak. ± 1 okta túréssal az esetek 71%-ában egyezett meg a szinoptikus és a műholdas megfigyelésből lezármaztatott felhőfedettség. Különösen teljes borultság esetén mutatkozott igen jó (92%-os) egyezés. Végül, a szerzők köszönetüket fejezik ki a Szlovák Hidrometeorológiai Intézetnek a digitális műholdadatokat tartalmazó mágnesszalag rendelkezésünkre bocsátásáért.

IRODALOM

- Coakley, J. A. and Bretheron, F. P., 1982: Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.* 87, 4917–4932.
- Harris, R. and Barrett, E. C., 1978: Toward an objective nephanalysis. *J. Appl. Met.* 17, 1258–1266.
- Kelly, K. A., 1985: Separating clouds from ocean in infrared images. *Remote Sensing of Environment* 17, 67–83.
- Larson, J. C. and Barkstrom, B. R., 1977: Effects of realistic angular reflection laws for the earth's surface upon calculations of the earth-atmosphere albedo. *Proc. of the Symposium on Radiation in the Atmosphere*, 19–28 Aug. 1976, 451–453. Published by Science Press.
- Reynolds, D. W. and Vonder Haar, T. H., 1977: A bispectral method for cloud parameter determination. *Mon. Wea. Rev.* 105, 446–456.
- Róth, R., 1979: A statistical study of cloud cover based on pictures by meteorological satellites. *Időjárás* 83, 1–7.
- Róth, R., 1985: Climatological characteristics of cloud cover over Europe from meteorological satellites. *Adv. Space Res.* 5, 217–221.
- Saunders, R. W., 1986: An automated scheme for the removal of cloud contamination from AVHRR radiances over western Europe. *Int. J. Remote Sensing* 7, 867–886.
- Seze, G., Drake, F., Desbois, M. and A. Henderson-Sellers, 1986: Total and low cloud amounts over France and southern Britain in the summer of 1983: comparison of surface-observed and satellite-retrieved values. *Int. J. Remote Sensing* 7, 1031–1050.
- Tánczer, T., 1968: Differences between cloud coverages observed from ground stations and satellites. *Időjárás* 72, 6. 321–329.

OLÁH ANDOR: „Az idő a gazda mindennütt...” *Népi természetismeret, időjósító megfigyelések és hiedelmek.* Mezőgazdasági Kiadó. 142 oldal, Budapest. 1986.

A szerző érdekes kísérletre vállalkozott: összegyűjtötte a falusi életből származó, s az időjárással kapcsolatos hiedelmeket. „Az olvasó nem kezelheti meteorológiai kézikönyvként ezt a gyűjteményt...” óv az előszóban, de hát ez az óvatosság felesleges, mert ebben a könyvben nem meteorológiai ismeretek vannak, hanem népi hiedelmek az időjárásról (mint az alcím rámutat). Kár azonban, hogy ezeket a hiedelmeket nem meteorológiai elemenként vagy jelenségenként rendszerezte. Így az egybegyűjtött tapasztalatok néha pusztán felsorolásnak tűnnek. Rendszerezve érdekes ismereteket adnának arról, hogy a köznapi tudat szintjén a természettel közvetlen kapcsolatban élő ember hogyan keresi azokat a jeleket, amelyből következtetni tudna az időjárás várható alakulására. Mindezt azért, hogy felkészülhessen rá, alkalmazkodhasson hozzá.

Már az előszóban kitűnik az a lelkesedés és ügyszeretet, amellyel a szerző ezt a munkát megírta, s ez végigvonul az egész könyvön. Nagyon sok hiedelmet leír, s ebben van munkájának legfőbb értéke. Az olvasó előtt kirajzolódik a falusi embernek az időjárással való kapcsolata, az időjárással kapcsolatos gondolatvilága, általában az időjáráshoz való viszonya. Ez a könyv hozzájárulás a népi kultúra megismeréséhez.

Kár, hogy a szerzőt lelkesedése a következtetései során is magával ragadja. „A természet tanítványa, tudatos szolgája a gyógyító ember éppúgy, mint a munkáját végző parasztember és pásztor is. Elismerik, hogy az „idő a gazda (mindennütt),” és nem állítják gőgösen, hogy az ember a természet ura és legyőzője.” Köztudott, hogy az intenzív fajták köztermesztésbe állításával, s a korszerű agrotechnika alkalmazásával változtatlan éghajlati körülmények között is növelni lehet a hozamokat. A korszerű biológia és agrotechnika segítségével így sikerült a magyar mezőgazdaságot a világ élvonalába emelni, a falusi ember számára pedig magasabb élet-színvonalat és kultúraltabb életet biztosítani. Tehát nem az idő a gazda, hanem az ember, a maga korszerű ismereteivel, bár az időjárás terméshozást előidéző hatása a modern növénytermesztésben is igen erőteljes. Azok a népek pedig, amelyek megőrizték ősi termelési hagyo-

mányaikat, gyakran élelmezési gondokkal küzdenek, nem egyszer éheznek.

Egy másik helyen így ír: „a civilizáció embere bekapcsolja a rádiót, meghallgatja az időjárás-jelentést és akár hisz benne, akár nem, arra hivatkozik, hiszen nincs képessége, tudása, hogy ő maga is következtessen a várható időjárásra.” A régebbi korok földművelő embere be volt zárva közvetlen természeti környezetének szűk határai közé. Többnyire egész életét itt élte le, nem volt kilátása a lakóhelyén kívüli időjárás folyamatokra. Rákényszerült tehát arra, hogy helyi jelekből következtessen az időjárás várható változásaira, s így időt nyerjen a felkészülésre. Megbízhatók, vagy kevésbé megbízhatók voltak a jelek, vagy az összegyűjtött tapasztalatok, talán nem is ez volt a lényeg, hanem a szigorú odafigyelés, ami minden bizonnyal lehetővé tette, hogy az időjárás-változások váratlan-ságából származó kellemetlenségeket csökkentse. S ez nem képesség kérdése, mint ahogy a civilizált embernél sem a képesség hiánya, hogy nem prognosztizálja magának a várható időjárást, hanem természetes következménye a tudomány és technika fejlődésének. Ma már a „saját szemével” láthatja a televízióban, hogyan alakulnak azok a nagytérségű időjárás-folyamatok, amelyek lakóhelyének jövőbeli meteorológiai viszonyait meghatározzák. Miért lenne jobb képességű és nagyobb tudású az az ember, aki nem az időjárás-jelentésre figyelne, hanem maga kémlelné az eget, s megállapítaná: „a tornyos felleg úgy megyen és abból nem lesz eső”?

A népi időjárás-megfigyelések, időjáráshoz kapcsolódó hiedelmek összegyűjtése és rendszerezése nehéz, bonyolult feladat. Sokszor vált ki ellentétes irányú érzelmeket. Vannak, akik varázsa alá kerülnek, és olyan értékeket tulajdonítanak neki, amikkel az valójában nem rendelkezik. Vannak, akik a tudományt féltik tőle, s indulatosan elvetik. A legnehezebb dolog ezeket a hiedelmeket keletkezési körülményeikkel együtt vizsgálni, s a gyakorlatban betöltött szerepük figyelembe vételével rendszerezni és értékelni.

Ez a könyv azt mutatja, hogy szerzője erős érzelmelekkel kötődik az általa vizsgált terület-hez, ez vezeti következtetéseit megfogalmazásában is. Mindazonáltal javaslom minden érdeklődőnek, hogy olvassa el azt a könyvet, kellemes időtöltésben lesz része.

Varga-Haszonits Zoltán

ANTAL EMÁNUEL – ÁLLAMI DÍJAS

A Magyar Népköztársaság Minisztertanácsa „a mezőgazdasági nyersanyagtermelés és élelmiszeripari feldolgozó tevékenység közötti összhang megteremtését szolgáló számítógépes mintatendszerek kidolgozásában elért kimagasló eredményeikért” Bay Ernővel a Nyírségi Konzervipari Vállalat közgazdasági igazgatójával, Mikecz Tamással a Mezőgazdasági és Élelmiszeripari Szervező Vállalat csoportvezetőjével, Rudi Bélával a Nyírségi Konzervipari Vállalat vezérigazgatójával és dr. Sánta Istvánnéval az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság fősztályvezetőjével megosztva Állami Díjat adományozott dr. Antal Emánuelnak az Országos Meteorológiai Szolgálat elnökhelyettesének.

Antal Emánuel 1931-ben született Jászárók-szálláson. Gyöngyösön mezőgazdasági középiskolában érettségizett, majd az Eötvös Loránd Tudományegyetemen szerzett meteorológus diplomát. Az egyetem elvégzése után az Országos Meteorológiai Intézethez került, ahol az éghajlati osztályon folyó kutatómunkába kapcsolódott be. A tudományterülettel való megismerkedése után a hidrometeorológiai és agrometeorológiai problémák megoldása érdekelte elsősorban. Nevéhez fűződik a hazai evapotranspirációs vizsgálatok megindítása, s ezek eredményeinek gyakorlati, öntözési célokra történő felhasználása. E témakörből szerzett először egyetemi doktorátust 1960-ban, majd kandidátusi fokozatot 1968-ban.

Egyéves ENSZ-ösztöndíjas tanulmányút keretében tanulmányozta az Egyesült Államokban és a Szovjetunióban folyó agro- és hidrometeorológiai kutatásokat. Az ösztöndíj során számítási módszert dolgozott ki a tavak és víztározók párolgásának meghatározására. Majd részt vett a Meteorológiai Világszervezet által irányított „Monsoon 77” nemzetközi program végrehajtásában az Indiai óceánon, s ennek során alkalmazta az általa kidolgozott módszert.

Rendszeresen tart előadásokat a Gödöllői Agrártudományi Egyetemen vízgazdálkodási szakmérnökök részére. Oktatói tevékenysége elismerésül 1980-ban címzetes egyetemi docensi,

majd 1985-ben címzetes egyetemi tanári címet kapott. Meghívott előadóként előadásokat tart a soproni Erdészeti és Faipari Egyetemen is. Oktató tevékenységéhez szorosan kapcsolódik a meteorológiai szolgálat keretében szervezett nemzetközi angol nyelvű agrometeorológus képzés, amelynek kedvező visszhangja volt.

Munkássága során több, mint 70 publikációja jelent meg magyar és idegen nyelven. Tagja számos tudományos szervezetnek. Tagja az MTA Meteorológiai Bizottságának, a TMB Földrajz-meteorológiai szakbizottságának, a Magyar Meteorológiai Társaság választmányának, az *Időjárás* szerkesztőbizottságának, a Meteorológiai Világszervezet hidrológiai bizottságának, valamint az *Agricultural and Forest Meteorology* szerkesztőbizottságának.

Munkássága elismeréseként háromszor volt az Országos Meteorológiai Szolgálat kiváló dolgozója, az öntözés területén kifejtett munkásságért pedig a „Vízgazdálkodás Kiváló Dolgozója” kitüntetést kapta. 1978-ban a Munka Érdemrend ezüst fokozata, 1984-ben pedig a Munka Érdemrend arany fokozata kitüntetésben részesült.

Antal Emánuel kiemelkedő egyénisége a magyar meteorológiának. Nemcsak kutatómunkája és kiváló szervezőkészsége, hanem a szakma iránti elkötelezettsége, lelkesedése és szorgalma iránti messze az átlag fölé emeli. Alapos elméleti felkészültsége és a gyakorlati problémák iránti felfokozott érdeklődése szolgáltatták az alapot ahhoz, hogy az agro- és hidrometeorológia területén olyan eredményeket érjen el, amelyre már az ország vezetése is felfigyelt. Kitüntetése elsősorban egyéni munkásságának eredménye, de megbecsülést szerzett vele az egész magyar meteorológus társadalomnak, különösen az agro- és hidrometeorológia tudományának.

Kitüntetéséhez minden meteorológus, elsősorban közvetlen munkatársai, az agrometeorológusok nevében szívből gratulálunk. További munkájához jó egészséget és újabb sikereket kívánunk.

Varga-Haszonits Z.

ÖSZTÖNDÍJAS TANULMÁNYÚT FINNORSZÁGBAN

1987. április 27-étől 1987. július 27-ig három hónapot töltöttem Finnországban az Országos Ösztöndíj Tanács ösztöndíjasaként. A tanulmányutamat finn részről a Finn Oktatási Minisztérium szervezte meg. A három hónapból egyet a Finn Erdészeti Kutatóintézetnél, kettőt pedig a *Finn Meteorológiai Intézetnél* töltöttem el. Magyar agrometeorológus szempontjából talán érdektelennek tűnik Finnország, de az előzetes irodalmi kutatások azt mutatták, hogy ha konkrét növényfajtaban nem is, de az alkalmazott módszerben mindenképpen lehet érdekeset, tanulmányt találni egy ilyen, a hazánkétól éghajlatban, s így mezőgazdaságában is jelentősen eltérő országban. A három hónapos tapasztalat igazolta az előzetes elvárásokat.

Az első négy hetet a Finn Erdészeti Kutatóintézet *Parkano-i* kutatóállomásán töltöttem. A Finn Erdészeti Kutatóintézet az egész országot behálózó kutatóállomás-hálózattal és kísérleti erdőterülettel rendelkező állami intézmény. Feladata minden olyan ismeretanyag összegyűjtése, ami elősegíti a finn erdészet fejlődését. A parkanoi kutatóállomáson két olyan kutatás is folyik, amelyik meteorológiai vonatkozású. Az egyik a lehető leghagyományosabb terepklimamérés. Parkanóban és környékén, bár magas hegy nincs, elég változatos a domborzat. A fakitermelés során az irtás területeken rendre olyan hideg légtavak alakultak ki, amelyek lehetetlenné tették a terület újra telepítését. Ezért irtás és erdős területeken kialakítottak egy 11 mérőpontból álló rendszert a kialakuló hőmérsékleti viszonyok feltárására. A mérés angol hőmérőházakban folyik szovjet gyártmányú termo- és higrográfokkal, valamint higanyos hőmérőkkel. A másik meteorológiai vonatkozású kutatás: palánták növekedésanalízise. Ott-tartózkodásom során egy három éves kísérleti anyag kiértékelése folyt. Három faiskolában 12 féle kezelés hatását vizsgálták. A kísérleti anyag kiértékelését nehezítette, hogy az elmúlt télen (1986/87) több-kevesebb fagykárt szenvedtek a palánták. Felvetődött annak a kérdése, hogy meddig és hol gazdaságos a szabadban való hajtás. A növekedésanalízishez a hőmérőházban mért klímaelemeken kívül tenzióméterrel mért talajnedveség-adatokat használtak fel. A növényi paraméterek közül a tömeggyarapodást, a hajtásgyökér arányt és a növénymagasságot határozták meg. A vizsgálat célja az optimális palántakezelés meghatározása volt, szoros kapcsolatban a termelővel. A három kísérleti terület közül kettő a *Tapiota* magántársasághoz tartozott, s a kísérletek költségeit is ők fedezték.

A Finn Erdészeti Kutatóintézet állomásai közül lehetőségem nyílt más helyek meglátogatására is. Műszerezettség és számítástechnikai kapacitás szempontjából sokkal jobban felszerelt a *Rovaniemi*-ben levő állomás. Ez a sark-

körön található állomás az egész Lappföldre vonatkozó természetési problémákkal foglalkozik. Ezen a területen a fák már 300 méteres magasságon elérik természetességük orográfiai felső határát. A parkanóihoz hasonlóan ott is folytak terepklima-vizsgálatok az optimális irtási és újratelepítési viszonyok meghatározására. Ezen a szélességen már nagyon lassú a fák növekedése. A hosszú és kemény télen belül jelentős korlátozó tényező, a gyakran komoly károkat okozó, együttesen jelentkező hó és zúzmara terhelés, finn műszóval: „tykky”. Ugyancsak a természetést korlátozzák a szélkárók. Mindkét hatás térbeli és időbeli eloszlásának meghatározására folyamatosan végeznek feldolgozásokat a klíma-állomások és expedíciós mérések adatainak felhasználásával. Bár általában a Lappföld éghajlata humid, az irtás területek párolgási viszonyai nem különböznek az újratelepítés szempontjából. A „*Kiváló*” kísérleti erdőszelvényben részben kiirtott, részben felégetett területen az evapotranspiráció meghatározásához két érzékelőfejes profilméréseket végeztek, expedíciószerűen. A hőmérséklet mérésére AD590J félvezető érzékelőket, a nedvesség mérésére pedig HUMICAP fejekeket használtak. A hőmérséklet- és gőznyomás-profil segítségével előállított Bowen-arányt használták a párolgás meghatározására. A műszerek 12 V-os akkumulátorral működtek, s ugyanígy működött az automata adatgyűjtő, ami lehetővé tette, hogy az észlelt adatokat közvetlenül táplálják számítógépbe.

Távérzékelési módszerek alkalmazásának megalapozására végeztek kísérleti méréseket annak megállapítására, hogy a négy, Észak-Finnországban alapvető erdőtípus mennyire elkülöníthető a 0,5–1,0 μm -es tartományban visszavert sugárzás alapján. A mérések alapján kiválasztható lesz a felszín típusának és állapotának (nedves, száraz) azonosítására leginkább alkalmas hullámhossz. A kísérletsorozattal megállapítható a vizsgált és a referenciának tekintett felszín relatív-fényessége is. A kísérletsorozat az egész Lappföld repülőgépes távérzékelési felmérésének előkészítését szolgálja. A növény-talaj-légkör rendszer vizsgálatának bonyolult, de ma már egyre inkább terjedő módszere az agrometeorológiai gyakorlatban röviden csak szimulációs modellnek nevezett rendszer. Itt alkalmas volt megismerkedni egy növényi kártevő modellel. A modell az erdőgazdálkodás szempontjából veszélyes kártevő, a fenyőhánacs bogár, *Tomiscus piniperda* L. populációját szimulálja. A kártevő elszaporodása vagy kipusztulása elsősorban hőmérsékletfüggő. A kártevő várható populációjának meghatározására kifejlesztettek egy általuk nemlineáris növekedési modellnek nevezett rendszert, amelynek megalapozását három dolog tette lehetővé. Fitotronban végzett szaporítási és túlélési ki-

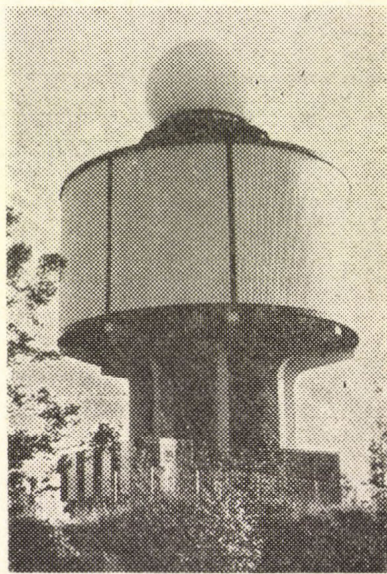
sérletek, folyamatos szabadföldi mintagyűjtés, s az ezekhez szükséges időjárási adatok. A modellben három időjárási elem szerepel: a léghőmérséklet 2 m-es szinten, a relatív nedvesség és a napfénytartam. A modellt a laboratóriumi mérések felhasználásával fejlesztették ki és folyamatosan ellenőrzik a tényleges adatok alapján. A modell célja erdőgazdasági döntések előkészítése. A biológiai információk mellett a használt meteorológiai paraméterek képezik a döntési rendszer alapját. A modellt jelen állapotában, leszámítva az időjárás előrejelzésének bizonytalanságát, meteorológiai oldalról megalapozottnak és kielégítőnek tekintik. A modellt, vagy inkább modellrendszert tovább fejlesztik a tápanyag-ellátottság figyelembevételével. Erre vonatkozóan Rovaniemi-ben tovább folytatják az adatgyűjtést, valamint a fitotron és számítógépes kísérleteket.

A szimulációs rendszerekkel kapcsolatos elméleti és gyakorlati kutatások az Erdészeti Intézet más kutatóállomásán is folynak. A *Suonejoki* Kutatóállomáson az ezüstfenyő fotoszintézisének kísérleti vizsgálata és elméleti modellezése folyik párhuzamosan. Szabadföldön és klímakamrában vizsgálják a fenyőtűk fotoszintézisét.

Május 25-én átköltöztem *Helsinki*-be, finn testvérintézményünkhöz. A *Finn Meteorológiai Intézet* négy főosztályból áll. A Technikai Főosztályhoz tartozó *Műszer és megfigyelési osztályon* töltöttem tanulmányutam második részét. Az agrometeorológiával kapcsolatos elméleti és gyakorlati feladatokat főleg ennek a részlegnek a munkatársai látják el. Az osztálynak a feladata a hagyományos klímahálózat felszerelése, a műszerek hitelesítése. Az osztály szereli fel, üzemelteti és tartja karban a folyamatosan kiépülő automata-állomáshálózatot. Ott tartózkodásom során Finnország dél-nyugati részében 11 agrometeorológiai automata állomást állítottak fel. Ezek közül kettőnek a felállításában én is tevékenyen részt vettem. A finn intézet *VÄISÄLÄ*-gyártmányú automata állomásokat használ, némi háziilagos módosítással. Az automata állomás telefonvonalon adja tovább az információkat. A telefonvonal az adatgyűjtésen kívül átkapcsolóval normál távolsági beszélgetésre is alkalmas. Ez lehetővé teszi, hogy az állomás eszmei felügyeletével megbízott személy azonnal jelentse az intézetbe az esetleges problémákat.

A *VÄISÄLÄ* automata (agrometeorológiai) állomás három, oszlopra helyezett mérőrendszer. A szélirányt és a szélsébséget 2 m vagy 10 m magasban elhelyezett WAA 15 szélút- és WAV 15 irányérzékelővel méri. A csapadék mérésére a finn intézet nem az eredeti *VÄISÄLÄ*-érzékelő, hanem egy általuk gyártott, billenőedényes csapadékmérőt használ. A csapadékhullás kezdetének és végének jelzésére azonban az eredeti érzékelőt szerelik fel. A hőmérsékletet Pt 100-as ellenállás-hőmérővel, a

légnedvességet Lambrecht hajszálas higrométerrel mérik. Sugárzás mérésére Kipp Zonen gyártmányú CM 11-es fejet használnak. Az automata állomás központi egysége a Milos 200-as gyűjtő és jelátalakító. Ebben került elhelyezésre a kapacitásváltozáson alapuló nyomásérzékelő is, amely mindig három érzékelő által mért adat közepe alapján adja meg a pillanatnyi értéket. Az állomáshoz tartozik két talajhőmérő (5 és 20 cm), valamint egy állítható kar, amelynek segítségével az „állományklímát” mérik. Erre egy ellenállás-hőmérőt és egy Humicap fejet szerelnek fel. A felügyelettel megbízott személy a tenyészidőszak során vál-

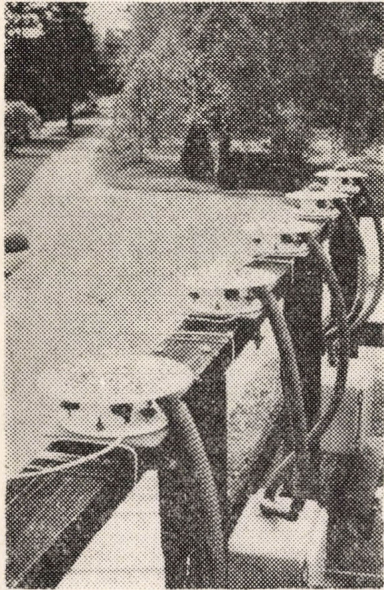


1. ábra: Automata radarállomás Turku közelében

toztatja ennek a két érzékelőnek a magasságát. Az egyik helyen az állomás egy almáskert mellé került, itt ezt a két érzékelőt az egyik fa koronaterébe helyezték, míg a Turku melletti automata radarállomást viztorony tetejére telepítették (1. ábra).

A Finn Meteorológiai Intézet *Jokioinenben* (60°49' N; 23°30' E) működtet egy agrometeorológiai kutatóállomást a finn *Mezőgazdasági Kutatóintézet* (MTTK) területén, vele közösen. Itt 10 napot töltöttem el. A kutatóállomást 1982-ben hozták létre. A mezőgazdasági munkákat és a szükséges méréseket az MTTK emberei végzik, a meteorológiai műszerek felszerelését és karbantartását pedig a Meteorológiai Intézet látja el. A kísérleti anyag feldolgozása közösen folyik, többek között együtt dolgoznak egy szimulációs modellen, aminek számítástechnikai részét a Helsinki Műszaki Egyetem végzi. A kutatóállomás elsődleges célja növénynövekedési

modellek kiszolgálására alkalmas adatbázis létrehozása. A kutatóállomás 6, egyenként 15×30 méteres kísérleti parcellákból áll. Három jellemző növényrel dolgoznak: tavaszi árpával, repcével és takarmányfűvel. Minden egyes kísérleti parcellán külön 2 méteres árbócon mérik a visszavert rövidhullámú sugárzást, a léghőmérsékletet és a relatív nedvességet két szintben, 5 cm-en és változtatható módon az állományban vagy közvetlenül felette (2. ábra) A talajhőmérsékletet parcellánként négy szintben mérik, 10, 20, 50 és 100 cm-en. A mérő együttest egy 12 méteres árbóc egészíti ki, amelyen négy szintben szélességet, valamint száraz és nedves hőmér-



2. ábra: CM 11 sugárzásmérők a Jokioinen-i Meteorológiai obszervatóriumban

sékletet mérnek 4 szintben, 2, 4, 8 és 12 méter magasan. Az árbóc tetején helyezték el a globál sugárzás- és a széliránymérőt. A rendszer teljes kiépítettségében csak májustól szeptemberig üzemel. Téli időszakban csak az árbóc szolgáltat adatokat. Az adatgyűjtő a 106 mérőpont adatait magnokazettára rögzíti, aminek további feldolgozását már az intézet helsinki központi épületében végzik. Az impozáns mérőrendszer üzemelése nem problémamentes. Az elmúlt években többször voltak rögzítési hibák, egyes mérőfejek hitelesítési értéke nem azonosítható, megváltozott. Az azonosítható és értékelhető adatok feldolgozása most folyik. A legnagyobb gond a nagymennyiségű adat kezelése. A meteorológiai mérésekkel együtt hetente tömeggyarapodás- és levélfelület-mérést is végeznek. Mind a hat kísérleti parcellán mérik a talajnedvességet gravimetriás és neutron-szóródásos módszerrel.

Az MTTK a Mezőgazdasági Tanácsadó Központtal és a Meteorológiai Intézettel együtt részt vesz az *agrometeorológiai információs rendszerben*. 1981-ben kezdődött a szolgáltatás kiépítése, először Häme, majd Uusimaa (kb. egy-egy magyar megyényi terület) körzetében. Jelenleg az ország dél-nyugati részén működik a rendszer, de fokozatosan kibővítik 1992-re az ország egész területére. A rendszer alapjait a klíma- és automata-állomásokról beérkező meteorológiai, valamint a mezőgazdasági társaságoktól és intézetektől beérkező mezőgazdasági és egyéb speciális információk képezik. A meteorológiai intézet két- és ötnapos prognóza, valamint a klimatológiai feldolgozások adják az információs rendszer meteorológiai részét. Ehhez kapcsolódnak a Mezőgazdasági Tanácsadó Központ növekedésre és a növényi kártevőkre vonatkozó megfigyelései, valamint a Mezőgazdasági Kutató Központ termesztési tanácsai.

Az információt a felhasználó három csatornán keresztül érheti el. A helyi újságok rendszeresen közlik az agrometeorológiai tájékoztatót. A szolgáltatás továbbá elérhető a *Videotext*-rendszeren keresztül, de a leginkább használt csatorna a telefon. Egy-egy hívás díja 4 finn marka, míg a *Videotext* havi előfizetési díja 100 FM és a használatához saját PC-re is szükség van. 1986-ban mintegy 200 000 hívás érkezett az információs rendszer számára. A telefonon hallható tájékoztatás szövegében a rövid távú (kétnapos) prognózis naponta háromszor (8, 14 és 19 órakor), a középtávú (ötnapos) naponta egyszer, 14 órakor, változik. A szöveg harmadik része, az agrár szakemberek által összeállított mezőgazdasági tanácsadás. Az érdeklődés csúcsideje július első fele, ekkor van a szénakészítés fő időpontja. Még nagy az érdeklődés augusztus közepén, betakarításkor. Az információs rendszert a finn Mezőgazdasági és Erdészeti Minisztérium finanszírozta. Agrár szakemberek a ráfordítás-hozson arányt az 1982–84. évi adatok alapján 1/30-ra becsülték.

A finn meteorológiai intézetben folyó, a növény-növekedés szimulációs modellezésével kapcsolatos kutatásokat a következő csoportokba lehet osztani:

- agrometeorológiai mérések növekedési modellek megalapozására és tesztelésére,
- az agrometeorológiai információk beépítése mezőgazdasági meteorológiai szolgáltatásokba,
- szántóföldek hőháztartása,
- növekedési modellek összehasonlító elemzése,
- szimulációs modell kidolgozása óránkénti adatok felhasználásával,
- növényállomány geometriai struktúrájának vizsgálata sugárzás-méréssel,
- növényi betegségek modellezése,
- a potenciális és a higrikus tényezők által korlátozott termés-hozam modellezése a WATCROS modell Délnyugat-Finnországban.

A felsorolt témakörök részben tervek. A modell kísérleti megalapozása a már említett MTTK kísérleti parcellákon folyik.

A modellek összehasonlítása során három változattal dolgoznak. Az első az eredeti WATCROS-modell. A második változatban a talajnedvesség számítását az egydimenziós Richard-egyenlet segítségével végzik, a modell többi része a WATCROS-moddal azonos. A harmadik változat szintén a Richard-egyenletet használja a nedvesség blokkban, de a fotoszintetikus tömeggyarapodás meghatározására Feddes közelítést alkalmazza. A tényleges biomasszanövekedést összehasonlítva a számított értékekkel, az első két változattal túl, míg Feddes módszerével alábecsült kapunk. A növekedés dinamikáját mindhárom módszer jól követi.

A tanulmányút során meglehetősen sok kutatóhely munkájába volt alkalmam betekinteni. Úgy érzem, s azt hiszem, ez nem megalapozatlan, hogy a befektetett szellemi tőkében és a feladatok megoldása során alkalmazott ötletességben nincs semmi szűgyellni valónk a finn kollégákkal szemben. Amiben ők jobban állnak, mint mi, az elsősorban a műszerezettség, másodsorban a rendelkezésre álló számítástechnikai háttér. Saját szűkebb kutatási területemen, a növény-növekedés szimulációs modellezésében pedig úgy találom, hogy csak az alkalmazás módjában járnak előttünk. Amíg sok olyan részletben szeretnénk meggyőződni a módszer helyességéről, ami talán meghaladja képességeinket, addig finn kollégáink több elemet esetleges kétségeik ellenére is készen átvesznek. Úgy gondolom, hogy a szimulációs modellek alkalmazása két területen is fejlődést jelent, így ez irányú kutatásainkat tovább kell erősíteni, mivel a módszerrel nyerhető információk sokkal közelebb vannak a gyakorlati hasznosításhoz, mint azt korábban gondoltam volna. Számomra ez a tanulmányút legfőbb tanulsága.

Dunkel Z.

*

A. F. HAMED MAGYARORSZÁGI ASPIRANTÚRÁJA ÉS KANDIDÁTUSI VÉDÉSE

1983 januárjában érkezett Magyarországra Ahmed Fuad Hamed, az Aleppo-i (Szíria) egyetem matematikai fakultásának tanársegédje, hogy a Magyar és a Szír Tudományos Akadémia közötti egyezmény értelmében hazánkban szerezze meg kandidátusi fokozatát. A Tudományos Minősítő Bizottság Gulyás Ottó kandidátust bízta meg a téma vezetésével és a jelölt kutatóhelyét a Központi Meteorológiai Intézetet jelölte ki. Az ötéves aspirantúra ideje alatt A. F. Hamed a meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése témában végzett kutatómunkát.

1983 szeptemberében magyar nyelvből és 1985 májusában szakmai tárgyakból tett sikeres vizsgát. Munkájáról, társszerzőkkel írt két *Időjárás*-cikkben, valamint a KMI Referátum Körében tartott előadásán számolt be. Részt vett 1987 augusztusában a „Klimaváltozások a közép-európai térségben” témában rendezett brnoi vándorgyűlésen: „Some methodological questions of linear and periodical trend analysis and their applications to meteorological time series” (A lineáris és periodikus trendanalízis néhány módszertani kérdése és meteorológiai idősorokon való alkalmazásuk) című – társszerzőkkel közösen készített – előadással.

Kandidátusi értekezését 1987 szeptemberében nyújtotta be a MTA Tudományos Minősítő Bizottságának, „Idősorok periodicitásának meteorológiai adatokon alapuló statisztikai elemzése” címen. A disszertáció nyilvános vitájára 1988. január 14-én került sor a Magyar Tudományos Akadémia kistermében. A bíráló bizottság elnöke Major György doktor, tagjai Práger Tamás, Titkos Ervin, Kéri Menyhért (titkár), Justyák János kandidátusok, az értekezés ellenfelei Koppány György doktor és Antal Emánuel kandidátus voltak.

A jelölt által választott téma az utóbbi években az érdeklődés középpontjában áll, hiszen a vizsgálatok során esetlegesen feltárt új periódusok nagy segítséget nyújthatnak a hosszú távú előrejelzések területén, illetve a klímáingadozások értelmezésében. Másrészt, amennyiben matematikailag korrektt és megbízható módszerekkel bebizonyosodik, hogy ilyen új periódusok nincsenek, úgy ennek tudományos jelentősége is vitathatatlan. A. F. Hamed többéves kitaró munkája során 29 különböző meteorológiai idősor periodicitás vizsgálatát végezte el. Az idősorok mindegyikére kiszámította a periodogramokat, hipotézis vizsgálati módszerrel kiválasztotta a lényeges periódusokat és ellenőrizte az idősor és a modell illeszkedését. Kidolgozott egy Monte-Carlo módszerre épülő igényes eljárást a hipotézisvizsgálat elfogadási tartományának meghatározására. A mind módszertanilag, mind elméletileg értékes dolgozatnak további érdeme, hogy a kapott eredmények alkalmazására is bemutat néhány példát: meteorológiai idősorok anomáliáinak számítása periodikus közelítés felhasználásával; cukorrépatermés periodicitásának elemzése; a sokat vitatott napfolttevékenységi periódusok felülvizsgálata stb. Felhívja a figyelmet az adott matematikai apparátus meteorológiai alkalmazásakor gyakran tapasztalható módszertani hibákra.

Az opponensek pozitív bírálata után a bíráló bizottság 11 pontra értékelte a disszertációt és így egyhangúlag a kandidátusi fokozat odaítélésé mellett foglalt állást. Ahmed Fouad Hamed ötéves tevékeny munka után 1988. február 4-én hazautazott Szíriába.

Bartholy J.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelem szerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzással és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikáltak több cikkre hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a, b* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő és befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időjárás* 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, szöveggel együtt, külön lapon kell mellékelni.

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or 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. Mészáros Ernő
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500
Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató
88. 1103., Állami Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329