

IDŐJÁRÁS

95. ÉVFOLYAM – VOLUME 95

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÁNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

BUDAPEST 1991

A TANULMÁNYOK SZERZŐI – AUTHOR INDEX

<i>Bartholy, J.</i> (Budapest, Hungary)	279	<i>Loksa, G.</i> (Budapest, Hungary)	106
<i>Bencze, P.</i> (Sopron, Hungary)	77	<i>Matyasovszky, I.</i> (Budapest, Hungary)	41
<i>Bérces, T.</i> (Budapest, Hungary)	110	<i>Mészáros, E.</i> (Budapest, Hungary)	65
<i>Bodolainé, Jakus E.</i> (Budapest, Hungary)	178	<i>Mika, J.</i> (Budapest, Hungary)	265
<i>Borhidi, A.</i> (Pécs, Hungary)	128	<i>Németh, P.</i> (Budapest, Hungary)	237
<i>Bottyán, Zs.</i> (Szeged, Hungary)	279	<i>Örményi, I.</i> (Budapest, Hungary)	207
<i>Bozó, L.</i> (Budapest, Hungary)	101	<i>Pálvölgyi, T.</i> (Budapest, Hungary)	279
<i>Čechová, E.</i> (Praha, Czechoslovakia)	141	<i>Pásztor, K.</i> (Budapest, Hungary)	170
<i>Déri, J.</i> (Budapest, Hungary)	20	<i>Práger, T.</i> (Budapest, Hungary)	279
<i>Domonkos, P.</i> (Budapest, Hungary)	54	<i>Simon, A.</i> (Budapest, Hungary)	29, 215
<i>Dunkel, Z.</i> (Budapest, Hungary)	170, 226	<i>Szász, G.</i> (Debrecen, Hungary)	289
<i>Gyenes, L.</i> (Budapest, Hungary)	186	<i>Tánczer, T.</i> (Budapest, Hungary)	178
<i>Haszpra, L.</i> (Budapest, Hungary)	119	<i>Thoma, F.</i> (Budapest, Hungary)	245
<i>Horváth, Á.</i> (Siófok, Hungary)	237	<i>Tiringer, Cs.</i> (Budapest, Hungary)	170, 226
<i>Huth, R.</i> (Praha, Czechoslovakia)	1	<i>Tőkei, L.</i> (Budapest, Hungary)	301
<i>Karácsony, J.</i> (Gödöllő, Hungary)	301	<i>Turányi, T.</i> (Budapest, Hungary)	110
<i>Klimperová, N.</i> (Praha, Czechoslovakia)	141	<i>Unkaševič, M.</i> (Beograd, Yugoslavia)	153
<i>Koppány, Gy.</i> (Szeged, Hungary)	94	<i>Varga, K.</i> (Budapest, Hungary)	301
<i>Lakatos, L.</i> (Debrecen, Hungary)	289	<i>Zárbok, Zs.</i> (Budapest, Hungary)	226

TARTALOMJEGYZÉK - TABLE OF CONTENTS

I. Tanulmányok – Papers

<i>Bartholy Judit–Botyán Zsolt–Ihász István–Pálvölgyi Tamás–Práger Tamás: Hemiszférikus éghajlati adatbázis létrehozása a fluktuációk vizsgálatára (Compilation of a hemispherical data base for the investigation of climatic fluctuations)</i>	279	<i>Gyenes Lajos: Radioaktív anyagok nagy távolságú terjedése (Investigation of long range transport of radioisotopes in the atmosphere)</i>	186
<i>Bencze Pál: Az ózon keletkezése a légkör magasabb rétegeiben (Formation of the ozone concentration in the middle atmosphere)</i>	77	<i>Haszpra László: A felszínközeli ózon-koncentráció alakulása Európában (Trend in surface ozone concentration over Europe)</i>	119
<i>Bérces Tibor–Turányi Tamás: Ózon képződése és eloszlása nagy szennyezőforrások környezetében (Formation and distribution of ozone around large pollution sources)</i>	110	<i>Huth, R.: A frontanalízis objektívabb elvégzésének kísérlete (An attempt to objectivize the frontal analysis)</i>	1
<i>Bodolainé Jakus Emma–Tánczer Tibor: Instabilitási vonal regionális ciklonban (Instability line in a regional cyclone)</i>	178	<i>Koppány György: A meridionális szélkomponens ingadozása az alsó sztratoszférában (Variation of the meridional wind-component in the lower stratosphere)</i>	94
<i>Borhidi Attila: Az ózon hatása a növényzetre (Effects of ozone on the vegetation)</i>	128	<i>Lakatos László–Szász Gábor: A légköri hatások szerepe a talajok N-szolgáltató képességének alakulásában (Climatic Effects on the changes of the N-supplying power of soils)</i>	289
<i>Bozó László: A sztratoszférikus ózon térbeli eloszlása (The spatial distribution of stratospheric ozone)</i>	101	<i>Loksa Gábor: A légoszlop teljes ózontartalmának időbeli változása Magyarországon (Temporal variations of the total ozone content of the atmosphere over Hungary)</i>	106
<i>Čechová, E.–Klimperová, N.: Meteorológiai effektusok szerepe a légkör szögmomentumának szabályos fluktuációiban és a nap hosszának változásában (Meteorological effects on regular fluctuations of the atmosphere angular momentum and changes in the length of the day)</i>	141	<i>Matyasovszky István: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei II. (Methods of spectral analysis of climatological time series II)</i>	41
<i>Déri József: A dunai jégjárás meteorológiai tényezőinek évszázados változásai (Secular changes of the meteorological factors affecting the regime of ice phenomena on River Danube)</i>	20	<i>Mészáros E.: A légköri ózon kutatásának története és jelentősége (The history and significance of atmospheric ozone research)</i>	69
<i>Domonkos Péter: 32 napos periódus Budapest éghajlati idősorában (A period of 32 days in the temperature series of Budapest)</i>	54	<i>Mika János: Nagyobb globális felmelegedés várható magyarországi sajátosságai (Regional features of a stronger global warming over Hungary)</i>	265
<i>Dunkel Zoltán–Pásztor Krisztina–Tiringer Csaba: A felszínhőmérséklet napi menetének számítása egyszerűsített energiasúlyi modellel (Calculation of diurnal variation of surface temperature using a simplified energy balance model)</i>	170	<i>Németh Péter–Hovráth Ákos: A relatív nedvesség mezo-skálájú háromdimenziós objektív analízise (A three dimensional meso-scale objective analysis from relative humidity)</i>	237
<i>Dunkel Zoltán–Tiringer Csaba–Zárbok Zsolt: Agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűségének meghatározása (Determination of the rational density of a network of agricultural meteorology)</i>	226	<i>Örményi Imre: Ultraibolya sugárzás a budapesti Szent Lukács fürdő területén (On the ultraviolet climate of St. Lucas Bath in Budapest)</i>	207
		<i>Simon Antal: A radioaktív ülepedés reszuszpenziója a Kárpát-medencében (Resuspension of radioactive deposition in the Carpathian Basin)</i>	29

<i>Simon Antal: A mesterséges eredetű légköri radioaktivitás ülepedése 1982 és 1990 között (Deposition of the atmospheric radioactivity of artificial origin between 1982 and 1990)</i>	215
<i>Thoma Frigyes: A vízpára molekuláris diffúzióját leíró függvény egyes sajátosságai (Individual characteristics of the vapour molecular diffusion)</i>	245

<i>Tőkei László-Varga Katalin-Karácsony János: Az időjárási tényezők összefüggése a szélerózió okozta mezőgazdasági károkkal (Connection between meteorological factors and agricultural damages caused by wind erosion)</i>	301
<i>Unkasevic, M.: A növényállomány albedó felszíni folyamatokra gyakorolt hatásának modellezése (Modelling effect of various plant stand albedos on surface processes)</i>	153

II. Irodalom – Literature

<i>Bach, W.-Jain, A.K.: From Climate Crisis to Climate Protection. – Az éghajlati válságtól az éghajlat védelméig. (Koppány György)</i>	309
<i>Goudie, A.: The Nature of the Environment – A környezet természete (Gyúró György)</i>	197
<i>Götz, G.-Mészáros, E.-Vali, G.: Atmospheric Particles and Nuclei – Részecskék és kondenzációs magvak a légkörben. (Haszpra László)</i>	131

<i>Marosi, S.-Somogyi, S. (szerk.): Magyarország kistájainak katasztere I-II. (Antal Emánuel)</i>	311
<i>Scorer, R.S.: Satellite as Microscope. – Műhold, mint mikroszkóp. (Ambrózy Pál)</i>	310

III. Krónika – Chronicle

<i>Antal Emánuel: Ambrózy Pál nyugállományba vonult</i>	258
<i>Mersich Iván: Tóth Géza "Eötvös Loránd díjas" meteorológus</i>	132

<i>Mészáros Ernő: Barát József nyugalmába vonult</i>	61
<i>Mészáros Ernő: Antal Emánuel nyugalmába vonult</i>	313

IV. Az ATMOSPHERIC ENVIRONMENT folyóirat tartalomjegyzéke Contents of journal ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

Évfolyam – Volume	Szám – Number	Oldal – Page
1990		
24A	11.	63
24A	12.	133
1991		
25A	1.	135
25A	2.	137
25A	3/4.	198
25A	5/6.	200
25A	7.	202
25A	8.	204
25A	9.	260
25A	10.	262
25A	11.	315
25A	12.	316

TÁRGYMUTATÓ

A

Aeroszol részecskék	77, 131, 215
Agrometeorológiai állomáshálózat	226
Albedószámítás növényzetre	153
Alpi Meteorológiai Konferencia	62
Alpok időjárásalakító hatása	178
Ambrózy Pál nyugállományba vonult	258
Analízis	
– mezoskálájú	178, 237
– objektív	237
Antal Emánuel nyugalmomba vonult	313

Á

Állomáshálózat racionális sűrűsége	226
Árvíz	20

B

Barát József nyugalmomba vonult	61
Béta aktivitás	215
Budapest	
– hőmérsékleti sor	54
– nedvesség analízis	237
– radioaktivitás	215
– UV sugárzás	207

C

Cézium-137 aktivitás	29, 186, 215
----------------------	--------------

CS

Csapadékvíz radioaktivitása	215
Csernobil-i baleset	29, 186, 215

D

Dobson-spektrofotométer	106
Dunai jégjárás	20

E

Energia egyensúlyi modell	153
Eppley-féle radiométer	207

É

Éghajlat	
– hemiszférikus adatbázis	279
– fluktuációk	279
– 32 napos periódus	54

– idősorok	41
– válsága	309
– változás	20, 265
– védelme	309

F

Felhőtető hőmérséklet	178
Felszínhőmérséklet, növényállományé	153, 170
Front	
– analízis	1
– paraméterek	1

G

Globális felmelegedés	265
-----------------------	-----

H

Halogén vegyületek	77
32-napos periódus	54
Harmonikus analízis	141
Hidrogén vegyületek	77
Hőmérséklet	
– adatsor	41, 54
– nedves potenciális	178
– növényfelszín	153, 170

I

Idősor	41
Instabilitási vonal	178
Interpolációs hiba	226
Interpolációs módszerek	279

J

Jeges árvíz	20
Jód aktivitás	186

K

Kondenzációs magvak	131
Konvektív instabilitás	178
Kistáj kataszter	311
Környezetvédelem	196
Középső légkör	77

L

Légkör szögmomentuma	141
Légpályák	29, 186

M

Magyarország	
--------------	--

- globális felmelegedés hatása	265
- jeges árvíz	20
- kistájak katasztere	313
- ózónmérés	106

Meridionális szélkomponens	94, 141
Mezoanalízis	178, 237

Mezőgazdasági károk	301
---------------------	-----

Modell

- albedó hatás	153
- energiaegyensúlyi	170
- kémiai	101, 110
- nedvesség fluxus	153
- radioaktív anyagok terjedése	186
- radioaktív ülepedés	29
- statisztikai	170, 289
- szenzibilis hő	153

Műholdas adatok felhasználása	178, 310
-------------------------------	----------

N

Nap hossza	141
Naptevékenység	207
Nedves izentrop analízis	178
Nitrogén vegyületek	77, 289
Növénykárosodás	128, 301

NY

Nyíregyházi Konzervgyár	226
-------------------------	-----

O

Okklúziós paraméter	1
Objektív analízis	237

Ózón

- antropogén módosulása	69, 110
- ciklus	69
- csökkenés az Arktiszon	77, 106
- csökkenés az Antarktiszon	77, 106
- európai eloszlása	119
- felszínközéiben	119, 128
- globális eloszlása	94, 101
- hatása a növényzetre	128
- képződés	77, 110
- kutatási programok	119
- lyuk	69, 77, 110
- mérése	106
- mérőállomás Budapest	106, 110

- sztratoszférikus	63, 94, 101
- troposzférikus	69, 110, 119
- vertikális profilja	69, 101

P

Periodogram elemzés	41, 54
---------------------	--------

R

Radarmegfigyelések	178
Radioaktív anyagok	
- terjedése	29, 186, 215
- ülepedése	29, 186, 215
Radionukleidok	29
Reaktorbaleset	29, 186, 215
Regionális ciklon	178
Reszuszenzió	29

S

Spektrális elemzés	41
Statisztikai modell	289

SZ

Szállítószalag	178
Szent Lukács Fürdő	207
Szélerózió okozta mezőgazdasági károk	301
Szénhidrogén koncentráció	110
Szignifikancia vizsgálat	54, 289
Sztratoszféra	
- felmelegedés	94
- ózónkoncentráció	69, 77, 94, 101

T

Talajok N szolgáltató képessége	289
Tóth Géza "Eötvös Loránd díjas"	132

U

UV sugárzás	106, 207
-------------	----------

Ü

Üvegházhatás	69, 265
--------------	---------

V

Vízpára molekuláris diffúziója	245
Vörös zaj	54
Vulkán-tevékenység hatása	207

SUBJECT INDEX

A		
Aerosol particles	77, 131, 215	
Agricultural damages	301	
Agrometeorological network	226	
Albedo calculation for plants	153	
Ambrózy, P. has retired	258	
Analysis		
- meso scale	178, 237	
- objective		
Angle momentum of the atmosphere	141	
Antal, E. has retired	313	
B		
Barát, J. has retired	61	
Beta activity	215	
Budapest		
- humidity analysis	237	
- radioactivity	215	
- temperature series	54	
- UV radiation	207	
C		
Cadaster of small regions	313	
Canning factory in Nyíregyháza	226	
Cesium-137 activity	29, 186, 215	
Chernobyl accident	29, 186, 215	
Climate		
- change	20, 265	
- crisis	309	
- fluctuations	279	
- hemispherical data base	279	
- protection	309	
- time series	41	
- 32-day period	54	
Cloud top temperature	178	
Condensation nuclei	131	
Convective instability	178	
Conveyor belt	178	
D		
Dobson-spectrophotometer	106	
E		
Effect of Alps on weather formation	178	
Energy balance model	153	
Environment protection	196	
Eppley's radiometer	207	
F		
Flood	20	
Front		
- analysis	1	
- parameters	1	
G		
Global warming	265	
Greenhouse effect	69, 265	
H		
Halogen compounds	77	
Harmonical analysis	141	
Hungary		
- cadaster of small regions	311	
- effect of global warming	265	
- flood	20	
- ozone measurement	106	
I		
Iodine activity	186	
Instability line	178	
Interpolation error	226	
Interpolating methods	279	
L		
Length of day	141	
M		
Meridional wind component	94, 141	
Mesoanalysis	178, 237	
Meteorological Conference on Alps	62	
Middle atmosphere	77	
Model		
- chemical	101, 110	
- deposition of radioactive isotops	29	
- effect of albedo	153	
- energy balance	170	
- moisture flux	153	

- sensible heat	153
- spreading of radioactive isotops	186
- statistical	170, 289

N

Nitrogen compounds	77, 289
Nitrogen supplying power of soils	289

O

Objective analysis	237
Occlusion parameter	1
Ozone	
- anthropogenic modification	69, 110
- cycle	69
- decrease in Arctic	77, 106
- decrease in Antarctic	77, 106
- distribution in Europe	119
- effect on vegetation	128
- formation	77, 110
- global distribution	94, 101
- hole	69, 77, 110
- measurement, in Budapest	106, 110
- near the surface	119, 128
- research programe	119
- stratospherical	63, 94, 101
- tropospherical	69, 110, 119
- vertical profile	69, 101

P

Periodicity analysis	41, 54
Plant damage	301

R

Radar observations	178
Radioactive isotops	
- deposition	29, 186, 215
- spreading	29, 186, 215
Radioactivity of precipitation	215
Radionuclides	29
Rational density of network of stations	226

Reactor accident	29, 186, 215
Red noise	54
Regime of ice phenomena on River Danube	20
Regional cyclone	178
Resuspencion	29

S

Saint Lucas Bath	207
Satellite data	178, 310
Significance test	54, 289
Solar activity	207
Spectral analysis	41
Statistical model	289
Stratosphere	
- ozone concentration	69, 77, 94, 101
- warming	94
Surface temperature of plant stand	153, 170

T

Temperature	
- data series	41
- plant surface	153, 170
- wet-bulb potential	178
32-day period	54
Time series	41
Tóth, G. "Eötvös Loránd Prize"	132
Trajectory of air particle	29, 186

U

UV radiation	106, 207
--------------	----------

V

Vapour molecular diffusion	245
Volvanoactivity	207

W

Wet isentropical analysis	178
Wind erosion	301

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
95. ÉVF. 1. SZÁM 1991. JANUÁR-FEBRUÁR

TARTALOM

<i>R. Huth: A frontanalízis objektívabb elvégzésének kísérlete (angol nyelven)</i>	1
<i>Déri József: A dunai jégjárás meteorológiai tényezőinek évszázados változásai</i>	20
<i>Simon Antal: A radioaktív ülepedés reszuszpenziója a Kárpát-medencében</i>	29
<i>Matyasovszky István: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei II.</i>	41
<i>Domonkos Péter: 32 napos periódus Budapest éghajlati idősorában</i>	54
Krónika	61
Atmospheric Environment	63

CONTENTS

<i>Huth, R.: An attempt to objectivize the frontal analysis (in English)</i>	1
<i>Déri, J.: Secular changes of the meteorological factors affecting the regime of ice phenomena on River Danube</i>	20
<i>Simon, A.: Resuspension of radioactive deposition in the Carpathian Basin</i>	29
<i>Matyasovszky, I.: Methods of spectral analysis of climatological time series II</i>	41
<i>Domonkos, P.: A period of 32 days in the temperature series of Budapest</i>	54
Chronicle	61
Atmospheric Environment	63

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95. NO. 1. JAN-FEB 1991. 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: 158-5711

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG - EDITORIAL BOARD

ANTAL E. (Budapest)
BOTTENHEIM, J. W. (Downsview, Ont.)
CZELNAI R. (Geneva)
DÉVÉNYI D. (Budapest)
DRĂGHICI, I. (Bucharest)
FARAGÓ T. (Budapest)
FISHER, B. (London)
GEORGII, H.-W. (Frankfurt a.M.)
GÖTZ G. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsawa)
HASZPRA L. (Budapest)
IVÁNYI Zs. (Budapest)
KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)
MAJOR GY. (Budapest)

MILOSHEV, G. (Sofia)
MÖLLER, D. (Berlin)
PANCHEV, S. (Sofia)
PRÁGER T. (Budapest)
PRUPPACHER, H.R. (Mainz)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
SAMAJ, F. (Bratislava)
SPÄNKUCH, D. (Postdam)
STAROSOLSKY Ő. (Budapest)
TÄNCZER T. (Budapest)
VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
WILHITE, D. A. (Lincoln, NE)
WIRTH E. (Budapest)

Műszaki szerkesztő - Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán.

1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megjelenik kéthavonként.

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

The actual subscription rate is determined by the distributor

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest

An attempt to objectivize the frontal analysis

R. HUTH

*Institute of Physics of the Atmosphere
Bocní II, 141 31 Praha 4, Czechoslovakia*

According to the selected approach to objective frontal analysis, the fronts are sought as the ridge lines in the fields of suitable frontal parameters. The fields of the quantities, meeting in the best way three requirements which have been put at the ideal frontal parameter, are evaluated concisely. Further, the way to objectivize the selection of frontal parameters is described. The proposed method which utilizes Mahalanobis generalized distance was tested and six best frontal parameters were chosen from a large amount of quantities. Individual basic frontal parameters are not able to localize the fronts by their line maxima in a sufficiently high-quality manner. It is, therefore, desirable to form a combined parameter from several basic parameters. First, the combining must be made possible. That is why the basic parameters are multiplied by certain weight coefficients - in our experiment by reciprocals of means of absolute values of basic parameters in the analysed area. The combined parameters are set up from nine relatively high-quality basic parameters. The fields of one combined parameter are discussed in detail.

*

A frontanalízis objektívabb elvégzésének kísérlete. A frontok objektív analízisekor a frontokat az őket jellemző paraméterek mezejében merev vonalaknak tekintjük. Ehhez a mezőket, amelyeket három feltételt kielégítő ideális frontparaméterek alkotnak, átfogóan értékelnünk kell. Ezeket a paramétereket megfelelően kell megválasztanunk. Jelen tanulmányban erre a célra a Mahalanobis általánosított távolságot használjuk. A hat legjobb front-paramétert nagy mennyiségű adatból választjuk ki. Az individuális alap front-paraméterek vonalmaximumaik alapján nem alkalmasak a front helyének kijelölésére, amennyiben kielégítő minőséget akarunk elérni. Cél szerű ezért több alapvető paraméterből egyesített jellemzőket képezni. Ennek végrehajtásához az alapvető paramétereket meg kell szoroznunk bizonyos súly-együtthatókkal, esetünkben az analízált területen lévő alapparaméterek abszolútértékei közepének reciprokával. Az egyesített paramétereket kilenc viszonylag jó minőségű alapvető paraméterből állítjuk elő. Az egyesített paraméterek kapott mezejét a cikkben részletesen értelmezzük.

Introduction. The front belongs to fundamental concepts of synoptic meteorology. Plenty of significant weather appearances and their changes is linked to the fronts; the correct frontal analysis is, therefore, important even for the weather forecast. The main paradox of frontal analysis can be seen in the fact that decision on the presence of fronts and determination of their positions depend on the meteorologist's subject, although the fronts exist in the atmosphere *objectively*. Comparing analyses carried out by various meteorological offices, one can find out considerable differences among them. It is true not only for the weak fronts (Huth und Štekl, 1988). The way out from this paradox can be found in repression of human factor in the frontal analysis, i.e. in its objectivization.

In the just presented paper, the results achieved in the author's degreework (Huth, 1987) are summarized and amplified.

1. Renard - Clarke's approach to objective frontal analysis

If a proper algorithm for the task of objective localization of fronts is set up the computer itself will let us know where the front lies and where it does not. We will no longer be interested in whether the line, having been identified as a front by the computer, complies with some definition of a front because just only the used algorithm will represent this definition.

Still a long way leads to such a definitive, ideal state. First it is necessary to clarify how the front will be sought. We meanwhile stay before the problem that nobody knows any meteorological criterion which would represent a sufficient condition for presence of a front. However, one must realize that the frontal analysis likely becomes unnecessary in the moment when a prognostic model able to pick up and to forecast frontal processes successfully is constructed. The question what will be the weather at any place will be answered by the model even without the knowledge of actual frontal positions.

In the vast majority of the studies dealing with objective frontal analysis, the authors seek the quantities (mostly differential) which acquire their maxima in the vicinity of the fronts. Such quantities will hereafter be termed „frontal parameters”. The fronts are then sought as the lines of maxima (ridge lines) in the fields of these parameters.

Renard and Clarke were the first who utilized this approach (Renard and Clarke, 1965). They investigated differential quantities derived from potential temperature, and wet-bulb and equivalent potential temperatures. The temperature frontal parameter TFP figured from potential temperature Θ at 850 hPa appeared them to be the most suitable:

$$TFP = - \nabla |\nabla \Theta| \frac{\nabla \Theta}{|\nabla \Theta|} = - \nabla |\nabla \Theta| n_{\Theta}, \quad (1)$$

n_{Θ} being the unit vector normal to the isotherms.

Some authors prefer surface fields at seeking for frontal parameters: Gericke and Eckner (1984) attempted to determine positions of fronts from the fields of horizontal

wind shear $\partial \mathbf{v} / \partial s$ (s is the wind direction), mass convergence $-\nabla \cdot (\rho \mathbf{v})$, the magnitude of three-hours' pressure tendency gradient and the magnitude of equivalent potential temperature gradient.

More detailed data about *Renard and Clarke's* (1965) and *Gericke and Eckner's* (1984) papers and also about some others are summarized in *Huth* (1987).

Before dealing with actual experiment and judgment on usefulness of individual parameters for objective frontal analysis, three basic requirements on behaviour of high-quality frontal parameters will be formulated. These requirements follow from *Renard - Clarke's* approach to these problems.

1. The areas of maxima of frontal parameters have elongated shapes (their width is substantially less than their length) and resemble the fronts in their structure.

2. The lines of maxima (ridge lines) of frontal parameters are located in the proximity of fronts.

3. The number of areas of conspicuous local maxima not related to any front is as little as possible.

In other words - an ideal frontal parameter acquires its line maxima along the fronts and, on the other hand, along all fronts extend the areas of its maximum.

2. Data

The situation from June 20 and 21, 1984 when the cold front accompanied with intensive local showers and storms passed over the Central Europe was chosen for the experiment. More detailed scrutiny of this synoptic situation can be found by a reader in *Johanovsky et al.* (1986).

The geopotential (or pressure), temperature, and dew point deficit fields at surface and at 850, 700, 500, and 300 hPa and, further, the surface three-hours' pressure tendencies, all at 12 UTC on June 20 and 21, 1984, served us as input data. Values of all these fields were read in a rectangular network with grid step 330 km. The analysed area was identical with that recorded on the stereographic map 1:15 mil., currently used by the Czechoslovak Meteorological Office. Because the 330-km network is too rough to catch the fronts the reduction of the grid step was considered suitable. This reduction, as far as possible, should be carried out in such a manner that the input fields are not deformed and the meteorological information is not lost. The way to reduce the grid step to 165 km by means of cubic splines is described in *Huth* (1987).

3. Looking for useful frontal parameters

In our experiment we have also inclined to the *Renard - Clarke's* approach. Fairly large amount of physical quantities which could be expected to acquire their maxima along the fronts was subjected to the investigation. Some of these quantities have already been studied in the papers dealing with objective frontal analysis, e.g. *Gericke and Eckner*

(1984), Gericke (1986), Kress and Zwatz-Meise (1980), Renard and Clarke (1965), Romov (1985), Zverev (1977), some of them, for which a connexion with fronts can be expected for physical reasons, have not been investigated from the point of view of their „frontality” yet. Multiplicative constants not interesting us (e.g. acceleration of gravity or Coriolis parameter) were neglected at computation of some parameters. Since the actual wind field was not available the flow was approximated geostrophically although innegligible errors, especially at the surface, can thus arise.

Enumeration of all more than eighty parameters figured in the experiment is given in Huth and Stekl (1988). In the presented paper, only the quantities at least partly granting our ideas, which have been formulated in the close of the preceding chapter, will be mentioned.

But, how to judge whether and to what extent they comply with these ideas? What are the fields of the computed parameters to be compared with? The fronts not specified further are talked about in the requirements 2 and 3 in this connexion. It is necessary, therefore, to come to a compromise and to judge the quality of the parameters destined for objective frontal analysis according to their agreement with the fronts analysed subjectively. In order to eliminate subjectivism from the comparative frontal analysis, the most probable analysis has been set up by connection of analyses carried out by five Mideuropean meteorological centres that were available. This analysis is drawn by current symbols in all figures illustrating the fields of the computed parameters. On the charts the parameters are characterized by isolines. The magnitudes of local maxima are marked directly on the charts.

And now about factual results of the experiment:

** Temperature Laplacian, occlusion parameter*

The so-called occlusion parameter was defined by the term

$$OKL = - \left[\left| \frac{\partial T}{\partial \tau}(x+k, y) - \frac{\partial T}{\partial \tau}(x-k, y) \right| + \left| \frac{\partial T}{\partial \tau}(x, y+k) - \frac{\partial T}{\partial \tau}(x, y-k) \right| \right] \cdot \operatorname{sgn} [\nabla^2 T(x, y)] \quad (2)$$

where $\partial T / \partial \tau$ is a derivative in the isotherm tangent direction τ at the point (x, y) and k is a distance (for illustration see Fig. 1); k was put equal to the grid step (165 km). The lines of maxima were expected along the warm ridge axes in the fields of both these parameters, which should help on to localize occluded fronts. The position of regions of maxima of both parameters at 850 hPa almost coincide with one another. The $\nabla^2 T$ -field is, however, too crumbled and chaotic while occlusion parameter forms long, narrow belts. The warm ridges are localized by both parameters reliably. However, maxima of these parameters are not related to occluded fronts at all since occluded fronts are not accompanied with warm ridges in the analysed cases.

***Parameters TFP and FPRT (Figs. 2 and 3)**

Temperature frontal parameter TFP was figured from actual temperature by analogy with relation (1), also relative topography frontal parameter FPRT was defined from relative topography in the same way. The maxima of these parameters determine a warm-air boundary of a baroclinic zone connected with a front. These parameters are quite sensitive to the input field analysis quality so that, mainly over the regions with sparse aerological network, the baroclinic zones not existing actually and TFP- and FPRT-maxima connected with them can arise. The best agreement with the frontal positions appears for the ridge lines of the TFP field at 850 hPa, good agreement is also displayed by

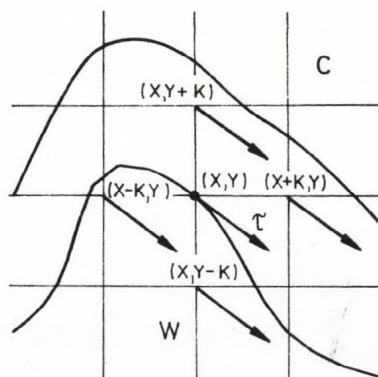


Fig. 1. Schematic illustration of computation of parameter OKL. Bold lines are isotherms, arrows denote the direction tangent to isotherms, τ , at the point (x, y) . For further details see the text.

the fields FPRT 1000/500 hPa and TFP 700 hPa. The structure of all these fields is very good, the regions of maximum values have elongated shapes that are required. The well-expressed ridges are found nearby all conspicuous fronts. Most of the extrafrontal maxima are accountable physically. Over the ocean, however, the maxima caused by insufficiencies in the temperature field analysis appear actually.

***Temperature advection at 850 hPa**

The temperature advection field replies to theoretical presumptions (the most intensive warm advection ahead of a warm front and cold advection behind a cold one) only at the fronts lying over the ocean. The breaking fronts over the continent do not show an important temperature advection. In addition, the regions of intensive advection are too wide and do not manifest a sufficient elongation along the fronts. The maxima in the field of temperature advection gradient agree with the fronts partly but they have unsuitable structure - in their split they resemble an octopus.

***Relative humidity in the free atmosphere (Fig.4)**

Owing to presence of frontal cloudiness, relative humidity should acquire large magnitudes at fronts. This is true at the levels 850 and 700 hPa. All fronts accompanied with cloudiness show a relative humidity maximum at one of both levels at least. The regions of relative humidity maxima are relatively extensive and have not the ridge structure de-

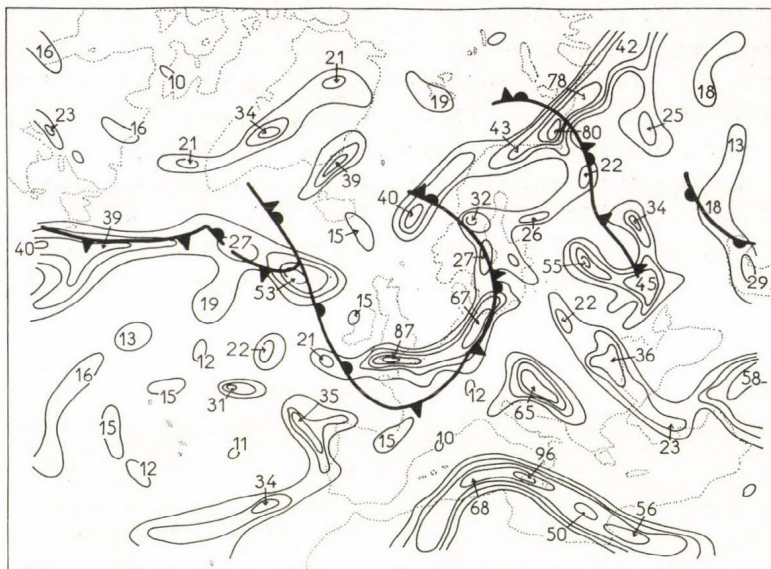


Fig. 2 Parameter TFP, 850 hPa, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 10, 20, 30, 50, and 80 are drawn.

manded. The extrafrontal maxima can be explained physically, e.g. by presence of an upper cyclone or by intensive convection. In our effort to point up the ridge structure of the relative humidity field we constructed a new parameter - summary humidity R . It is figured as follows:

$$R = R_7 + 2R_8$$

$$\begin{array}{ll} \text{where} & R_7 = 0 \text{ for } r_{700} < 0.5 \\ & R_7 = r_{700} - 0.5 \text{ for } r_{700} > 0.5 \\ & R_8 = 0 \text{ for } r_{850} < 0.75 \\ & R_8 = r_{850} - 0.75 \text{ for } r_{850} > 0.75 \end{array} \quad (3)$$



Fig. 3 Parameter FPRT, 1000/500 hPa, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 20, 40, 60.

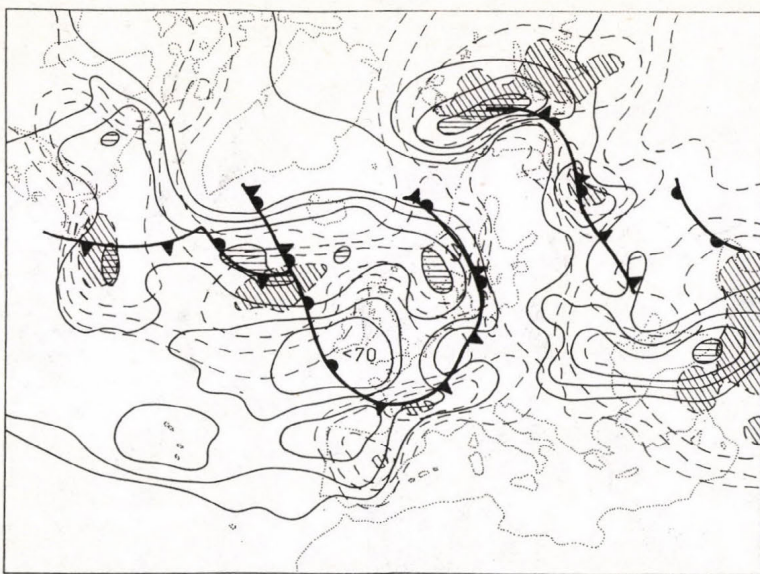


Fig. 4 Relative humidity, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 70, 80, 90, 100%: at 700 hPa dashed, at 850 hPa solid. Hatched are areas with 100%-humidity: at 700 hPa aslant, at 850 hPa horizontally.

Here r_{700} and r_{850} denote relative humidity at 700 and 850 hPa, respectively. In other words, summary humidity is the sum of the excess of 700 hPa relative humidity over 50% and double of the excess of 850 hPa relative humidity over 75%. This parameter acquires the maximum value 100 in the regions with 100%-relative humidity at both levels consi-

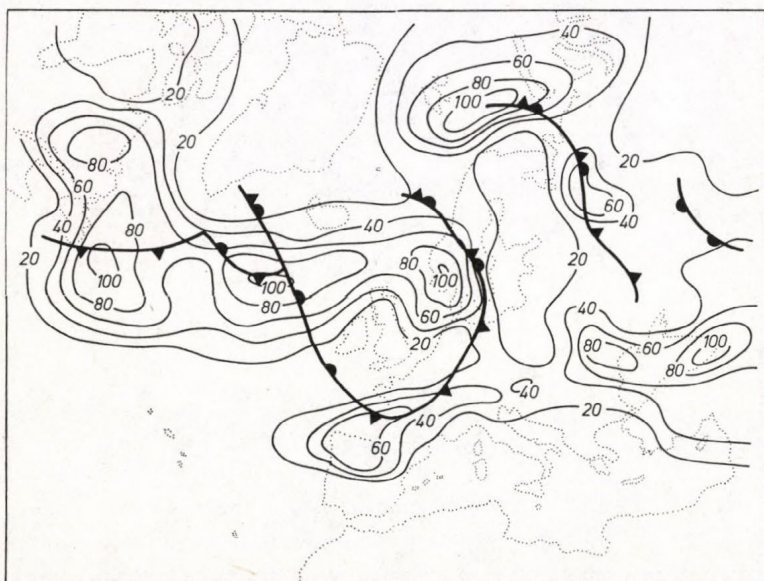


Fig. 5 Summary humidity, June 21, 1984, 12 UTC. Isolines 20, 40, 60, 80, 100.

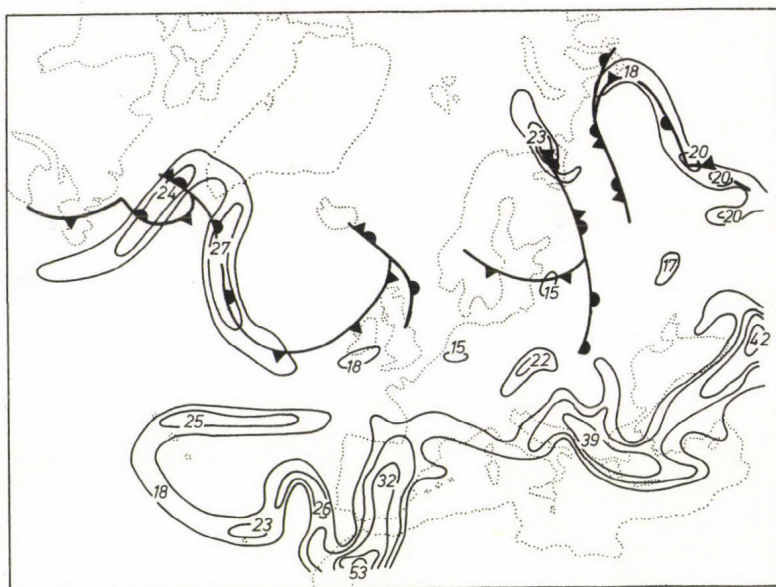


Fig. 6 Dew point deficit gradient, 850 hPa, June 20, 1984, 12 UTC. Isolines 15, 20, 30, 40, 50.

dered and the minimum value 0 where $r < 50\%$ at 700 hPa and at the same time $r < 75\%$ at 850 hPa (Fig.5)

* The gradients of humidity variables at 850 hPa (Fig.6)

The structure of regions of maxima in the fields of gradients of deficit, relative humid-

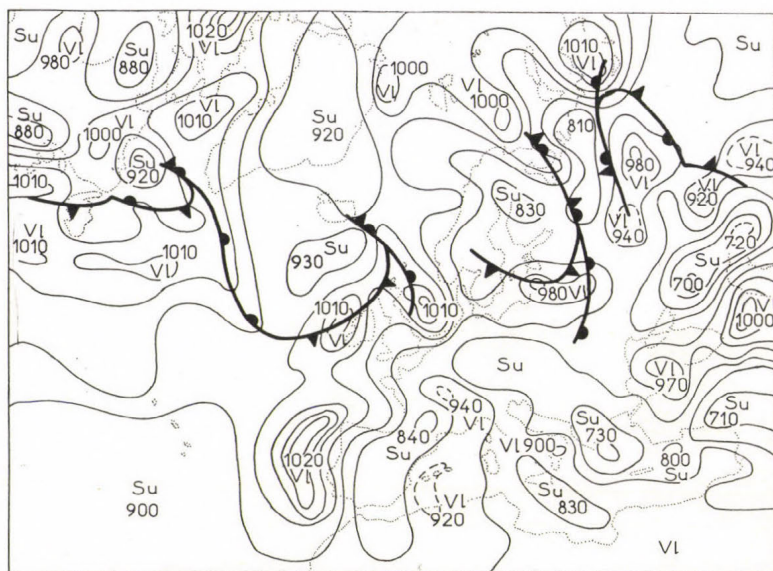


Fig. 7 Pressure at the lifting condensation level, June 20, 1984, 12 UTC. Isolines 700, 750, 800, 850, 900, 950, 980, 1000, 1010, and 1020 hPa. Su = dry air, V1 = moist air.

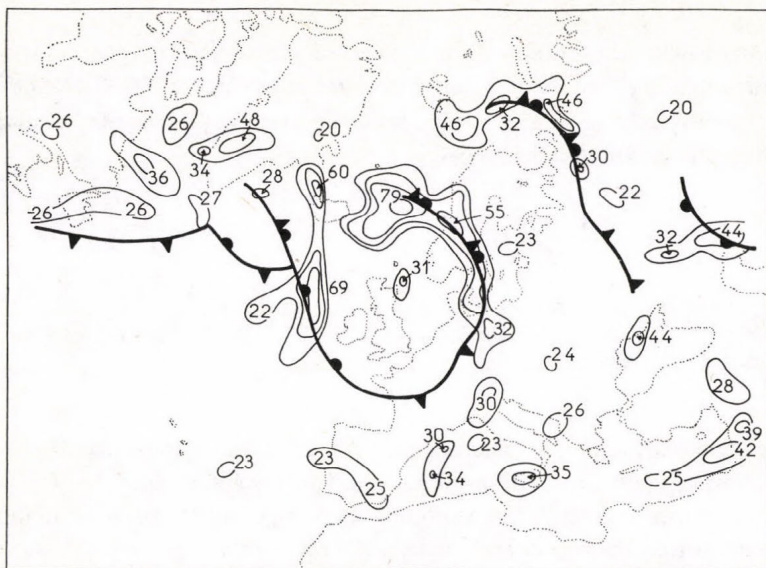


Fig. 8 Curvature-vorticity in geostrophic approximation, 1000 hPa, June 21, 1984, 12 UTC.
Isolines 20, 30, 50, 70.

ity, and dew point is quite convenient. The indications of split are observed at extrafrontal maxima over the continent only. These parameters assert themselves where air masses with considerably different humidity are contiguous. Their maxima are, therefore, found at some of the fronts only. However, none of the parameters mentioned is sufficiently suitable to objective frontal analysis.

** Pressure at lifting condensation level and surface relative humidity (Fig.7)*

The finding that ridges of the pressure at lifting condensation level (LCL) and then also the maxima of surface relative humidity reply to positions of fronts very well was fairly surprising. The second requirement from chapter 1 is met by these parameters exceedingly well. Of especial interest is the fact that the maxima of the pressure at LCL are found even along the less active fronts from which no precipitation falls. This parameter has not mostly a front-like structure and also extrafrontal maxima (but well accountable) are observed in its field. As a next tiny insufficiency, a short expressiveness of its ridges over the ocean caused by generally high surface relative humidity can be regarded. In spite of it the pressure at LCL is believed to be very suitable to objective frontal analysis.

** Gradients of surface equivalent and wet-bulb potential temperatures*

The fields of both gradients have almost identical shapes. These parameters behave satisfactorily at the sharp fronts only. No indication of their ridges is observed along less pronounced fronts; they acquire extrafrontal maxima to a considerable extent. None of both gradients seems to be a useful frontal parameter. In future it would be becoming to investigate also further differential quantities derived from wet-bulb potential temperature.

* „Curvature-vorticity” (a component of vorticity caused by curvature of streamlines „Krümmungsvorticity” in German) and horizontal wind shear at 1000 hPa (Fig.8)

These quantities have in geostrophic approximation the forms (Kress and Zwatz-Meise, 1980; Gericke and Eckner, 1984)

$$\zeta_k = \frac{1}{H_x^2 + H_y^2} (H_x^2 H_{yy} - 2 H_x H_y H_{xy} + H_y^2 H_{xx}) \quad (4)$$

$$WS = \left[\frac{(H_y H_{xy} - H_x H_{yy})^2 + (H_x H_{xy} - H_y H_{xx})^2}{H_x^2 + H_y^2} \right]^{\frac{1}{2}} \operatorname{sgn}(\nabla^2 H) \quad (5)$$

H being geopotential height. The horizontal wind shear is multiplied by the factor $\operatorname{sgn}(\nabla^2 H)$ owing to differentiation cyclonic and anticyclonic cases. The fields of both these parameters much resemble one another. Their high values are found in the regions with large curvature of isohypses and then along the axes of conspicuous pressure troughs and nearby the centres of cyclones. The trough axes are, therefore, localized by ridge lines of both quantities successfully. The connexion of „curvature-vorticity” and horizontal wind shear with the fronts is thus given unambiguously (but, understandably, important maxima are received even along nonfrontal troughs) and these parameters are, therefore, effectively indispensable for the objective frontal analysis.

Physical parameters not mentioned here are not related to fronts in such a way to be utilizable for objective frontal analysis. They can be eliminated from next considerations, therefore.

4. Selection of optimal parameters

In this paper we deal with the problems of objective frontal analysis. To be perseverant we should not content ourselves to subjective selection of the most useful frontal parameters. It is necessary to look for the method which would allow to find the group of optimal frontal parameters meeting the three demands from chapter 1 in the best way.

The method which starts from the papers by Peskov et al. (1974), Snirkovskii and Perekhodtseva (1974), and Perekhodtseva (1985) was proposed by Huth (1987). In order that it might be applied, the grid points within the analysed area were divided into three classes:

1. Intensive frontal points (IF) - close to them lies a front analysed similarly by all five meteorological offices synoptic analyses of which were available.
2. Weak frontal points (WF) - close to them individual frontal analyses differ from each other considerably or the near front was analysed only by several meteorological offices.
3. Extrafrontal points (EF) - no front occurs close to them.

All the points lying south of 42°N were eliminated from computations because no fronts occur in the subtropical anticyclonic belt and contingent maxima would only deteriorate the quality of results.

14 quantities were chosen for further elaboration: parameter TFP at the levels 700 hPa (TFP7) and 850 hPa (TFP8), parameter FPRT 1000/500 hPa, relative humidity at 700 hPa (RH7) and 850 hPa (RH8), summary humidity (RHS), the gradients of deficit (GDEF), dew point (GTD) and temperature advection (GTADV) at 850 hPa, surface wet-bulb potential temperature gradient (GTETW), pressure at the lifting condensation level (PLCL), horizontal wind shear (WST), „curvature-vorticity” (VK) and „shear-vorticity” (VS) at 1000 hPa. „Shear-vorticity” (defined as a component of vorticity caused by horizontal wind shear - „Scherungsvorticity” in German), definition of which is given by Kress and Zwatz-Meise (1980), does not show any connexion to fronts. It was included here as a comparative quantity.

First, an attempt was made to reveal the groups of mutually depending parameters. Therefore, the correlation coefficients between all parameters were figured, viz. partly within single regions IF, WF, EF, partly without distinction as regards the regions. Both the correlation matrix without distinction as regards the regions and that for the intensive frontal region are in Tabs. 1. and 2.

The correlation coefficients are largely very small, from which independence of most parameters follows. High correlation is found between „curvature-vorticity” and horizontal wind shear, and between summary humidity and the humidities at individual levels. Also higher values of correlation for intensive fronts in comparison with other classes are observable; however, this increase cannot be considered too important. Considerable

TABLE 1

Correlation coefficients (x 100) between frontal parameters without distinction as to the regions.
The correlations denoted by crosses were not computed

	TFP7	TFP8	FPRT	RH7	RH8	RHS	GDEF	GTETW	PLCL	VK	WS	VS	GTADV	GTD
TFP7	X	6	17	X	X	-4	2	1	3	-5	-4	X	1	7
TFP8	6	X	16	-2	-5	-3	-4	8	-0	3	5	8	1	-2
FPRT	17	16	X	-3	-6	-3	7	10	-0	28	31	32	1	3
RH7	X	-2	-3	X	41	79	-15	X	-3	20	21	15	X	-8
RH8	X	-5	-6	41	X	73	-25	X	37	18	17	13	X	-1
RHS	-4	-3	-3	79	73	X	-23	7	21	22	22	16	22	-4
GDEF	2	-4	7	-15	-25	-23	X	3	-7	-0	-0	-0	3	57
GTETW	1	8	10	X	X	7	3	X	5	4	6	X	25	15
PLCL	3	-0	-0	-3	37	21	-7	5	X	1	0	-2	8	7
VK	-5	3	28	20	18	22	-0	4	1	X	87	40	5	9
WS	-4	5	31	21	17	22	-0	6	-0	87	X	60	4	8
VS	X	8	32	15	13	16	-0	X	-2	40	60	X	X	3
GTADV	1	1	1	X	X	22	3	25	8	5	4	X	X	16
GTD	7	-2	3	-8	-1	-4	57	15	7	9	8	3	16	X

TABLE 2

As in Tab. 1 except for intensive front (IF) region

	TFP7	TFP8	FPRT	RH7	RH8	RHS	GDEF	GDETW	PLCL	VK	WS	VS	GTADV	GTD
TFP7	X	-16	26	X	X	16	-10	5	22	-8	-6	X	13	9
TFP8	-16	X	-4	3	-10	-8	-7	8	-13	-6	-8	-8	19	-6
FPRT	26	-4	X	14	-4	8	2	-7	7	5	11	28	4	-8
RH7	X	3	14	X	39	79	-30	X	-4	45	53	41	X	16
RH8	X	-10	-4	39	X	80	-59	X	34	8	8	-4	X	-15
RHS	16	-8	8	79	80	X	-52	19	28	26	32	28	23	0
GDEF	-10	-7	2	-30	-59	-52	X	-6	-13	4	1	-12	-11	16
GTETW	5	8	-7	X	X	19	-6	X	34	-15	-14	X	26	15
PLCL	22	-13	7	-4	34	28	-13	34	X	-2	-5	1	23	27
VK	-8	-6	5	45	8	26	4	-15	-2	X	93	32	10	15
WS	-16	-8	11	53	8	32	1	-14	-5	93	X	46	9	21
VS	X	-8	28	41	-4	28	-12	X	1	32	46	X	X	15
GTADV	13	19	4	X	X	23	-11	26	23	10	9	X	X	21
GTD	9	-6	-8	16	-15	0	16	15	27	15	21	15	21	X

negative correlations between deficit gradient and relative humidities at intensive fronts is of some interest, too.

Then, both relative humidities and summary humidity can be included in the first group of dependent parameters, horizontal wind shear and „curvature-vorticity” in the second one. The rest of parameters will be considered independent of each other.

The quality of individual parameters may be judged with the aid of one-dimensional Mahalanobis generalized distance. Mahalanobis distance between the regions k and l ($k, l = \text{IF, WF, EF}$) for the p -th parameter can be figured according to formula (see *Snitkovskii and Perekhodtseva, 1974*)

$$d_{kl,p} = \left(\frac{\bar{X}_{kp} - \bar{X}_{lp}}{\bar{S}_{kl,p}} \right)^2$$

$\bar{X}_{kp}$ being the mean value of the p -th parameter in the region k and $\bar{S}_{kl,p}$ the average of standard deviations in the regions k and l of the p -th parameter. A universal definition of Mahalanobis distance is given e. g. in *Lukasová and Šarmanová (1985)*

The distance between the regions IF and EF is evidently decisive in our problem. The bigger is this distance the more important is the difference between mean values of the parameter in both regions and, consequently, the pertinent parameter has a higher quality.

Mahalanobis distances of all parameters studied are shown in *Tab.3*. The parameters are there arranged according to their values of distance IFxEF; this order should express a measure of their „frontality”. In basic features it replies to what was expected after subjective judgment of individual fields.

TABLE 3

The Mahalanobis distance ($\times 100$) between the regions IF and EF (1), WF and EF (2), and IF and WF (3), for individual parameters

	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3)
RH8	76	1	55	PLCL	33	1	25
WS	63	6	29	GTD	33	14	2
VK	56	2	31	VS	28	14	3
FPRT	54	7	23	TFP7	11	2	3
RHS	46	5	21	RH7	11	5	1
GTADV	38	8	10	GDEF	7	22	6
TFP8	34	2	17	GTETW	2	4	0

On the basis of the results achieved by means of Mahalanobis distance, the following group of six parameters can be regarded as an optimal set useful for objective frontal analysis (even their mutual dependence was considered - from each group of dependent parameters only one was chosen, understandably the best one): parameter TFP 850 hPa, parameter FPRT 1000/500 hPa, temperature advection gradient at 850 hPa, horizontal wind shear at 1000 hPa, relative humidity at 850 hPa, and pressure at the lifting condensation level.

Relatively high value d_{IFEF} for „shear-vorticity” points out that Mahalanobis distance cannot remain a sole quality criterion of the parameters. We must realize that the method employed does not enable to render either structure of the fields investigated or the shapes of their maxima.

5. Combined frontal parameters

We cannot insist on that any of the parameters selected in the preceding section meets the requirements made on the high-quality parameters very well. An attempt to seek the fronts as the ridge lines in the fields of these parameters cannot finish successfully. Possibilities how to improve agreement between ridge lines of frontal parameters and positions of atmospheric fronts substantially must therefore be investigated.

The fields of only separate, isolated frontal parameters have been dealt with in this paper so far. If one realizes that the front need not be expressed in all its symptoms sufficiently it will be obvious that also the conditions for maximum of individual parameters need not be complied with there. On the other hand, even a high-quality parameter can acquire a maximum in an extrafrontal region for physical reasons. It means that even the best parameters can only partly meet the demands 2 and 3 (from Sec.1) that are made on them. The mentioned difficulties can be removed, as it seems, if a combined parameter is set up by connection of several good, mutually independent parameters. Extrafrontal maxima of one parameter are thus smoothed; if any parameter has not its maximum at a front other parameters supply it and the ridge line along the front is maintained.

Single parameters f_i from which the combined parameter F should be put together will be termed „basic parameters“. In their original form they are not of comparable magnitudes: they must be multiplied by certain coefficients c_i ,

$$F = \sum c_i f_i . \quad (7)$$

Coefficients c_i may be determined empirically (Zverev, 1977). However, such a procedure has not a general validity.

In order for the basic parameters to have comparable magnitudes, *Gericke* (1984) and *Gericke* and *Eckner* (1984) normalize them before they are summed. These authors have made two demands on normalized basic parameters:

1. In frontal regions their value should be markedly larger than one.
2. In extrafrontal regions their mean value should approximately be equal to one, with the exception of regions where increase of the values of parameters is due to other physical reasons.

If several parameters with these properties are summed the front should crystallize as a ridge line in the field of the parameter combined in this manner.

The simplest way to normalize the parameters is the regional normalizing (*Gericke*, 1984) - basic parameter f_i is divided by its mean value M_i in the analysed area:

$$F_i = f_i / M_i . \quad (8)$$

The quantities F_i are termed „regionally normalized parameters“. The combined, regionally normalized parameter is then defined as

$$F = \sum F_i = \sum f_i / M_i . \quad (9)$$

If the basic parameter acquires both positive and negative values its mean value M_i can approach zero. In our effort to prevent it we have figured M_i as the mean value of absolute values of a basic parameter. The normalized parameter F_i does not then comply with the condition 2 given above since it can be even negative in extrafrontal regions; this fact may be, however, considered rather an advantage.

6. Discussion of the fields of combined parameters

The following nine quantities were selected as basic parameters since they meet the ideas about behaviour of good frontal parameters in the best way:

- temperature frontal parameter TFP at 850 hPa,
- parameter FPRT 1000/500 hPa,
- temperature advection gradient at 850 hPa,

- dew point temperature gradient at 850 hPa,
- dew point deficit gradient at 850 hPa,
- relative humidity at 850 hPa,
- relative humidity at 1000 hPa,
- summary humidity (see relations (3)),
- curvature vorticity at 1000 hPa under geostrophic approximation.

Relative humidities at 850 and 1000 hPa, r_{850} and r_{1000} , were arranged before being normalized. Instead of using them directly, the modified quantities R8 and R10 were used in the calculations:



Fig.9 Combined parameter, 20 June 1984, 12 UTC. Isolines 4, 6, 8, 10, 12. Dashed lines represent the ridges of combined parameter and, consequently, the „numerical fronts”.

For explanation of numerals see the text.

$$\left. \begin{aligned} R8 &= 0 & \text{for } r_{850} \leq 0.75 \\ R8 &= r_{850} - 0.75 & \text{for } r_{850} > 0.75 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

$$\left. \begin{aligned} R10 &= 0 & \text{for } r_{1000} \leq 0.7 \\ R10 &= r_{1000} - 0.7 & \text{for } r_{1000} > 0.7 \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

These nine basic parameters were normalized by the mean of their absolute values in the region. Various combined parameters were then set up by summing the normalized parameters. It emerged that the best results were achieved when the basic parameters with different physical nature (*i.e.* thermal, dynamic, humidity) were represented in the combined parameter as uniformly as possible.

The combined parameter set up by summing the parameters TFP, FPRT, curvature vorticity, summary humidity, and dew point gradient was chosen as an example- see Figs. 9. and 10. The fields of combined parameter are characterized by isolines with values 4, 6, 8, 10, and 12. Owing to facilitation of orientation, the ridge lines in the field of com-

bined parameter which, in accordance with our conception, represent the „numerical” fronts are marked by dashed lines.

On the chart of combined parameter from 20 June, an excellent correspondence between „numerical” and „subjective” fronts of the system over British Isles and Iceland (marked as 1 in the figure) attracts our attention. The warm and cold fronts over the ocean (2) do not show up markedly on the synoptic charts, furthermore they are located in the area with sparse observational network, which makes their identification in the fields of frontal parameters difficult. Position of the waved cold front (3) does not agree with the main ridge (4) that extends nearby. Correctness of subjective frontal analysis in this

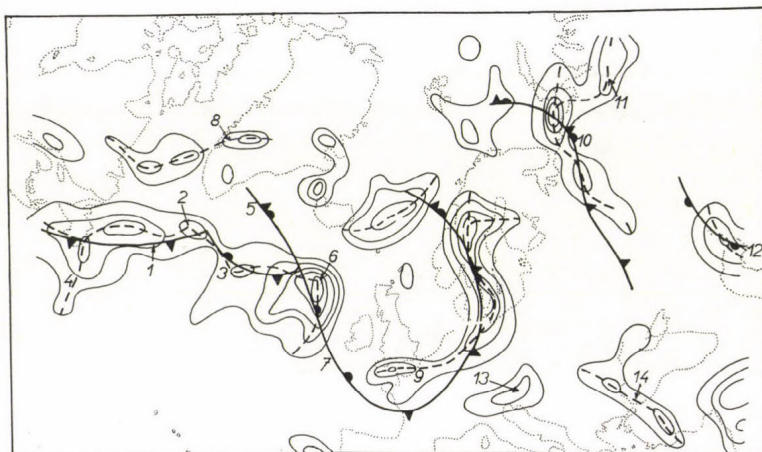


Fig.10 As in Fig. 9 except for 21 June.

region may be questionable since at both 850 and 700 hPa a strong warm advection is observed behind the „subjective” cold front. The ridge (4) nearly exactly coincides with the axis of surface pressure trough where the front probably lies. The adjacent ridge (5) can be identified with a shallow trough on the surface chart. High relative humidity and intensive cold advection occur at higher levels in this region, which suggests a possibility that there is a secondary cold front there. Both frontal systems over Northern and Eastern Europe are weak and display inexpressive manifestations of weather, neither are there any distinct patterns at the satellite pictures. The subjective analysis appear therefore to be somewhat questionable in this area. Despite, the ridges (6), (7), and (8) manifest a connexion with the fronts lying nearby. The maximum (9) is connected to cyclogenesis over the Caspian Sea.

On the chart from 21 June, first let us mention the waved cold front (1). The corresponding objectively analysed front conforms with it very well, including existence of the wave (2) and bend (3) in the pressure ridge. The structure is interfered only with the secondary ridge (4) that can be caused by undesirable effect of the edge of chart. Existence of the occlusion (5) is considerably discussible - no warm ridge is found at higher levels and even satellite picture does not indicate its presence. Objective analysis points to

presence of the wave (6) only - this solution seems to be closer to reality although it can contradict the history of this frontal system. The warm front (7) is held in the subjective analysis for historical reasons only, satellite picture shows no cloudiness at it. One cannot then expect it could be accompanied with a maximum of combined parameter. The ridge over Greenland passes the centre of a surface cyclone (8), which along with the temperature advection field at 850 hPa indicates a possibility of frontogenesis in this region. The occluded and cold fronts over Western Europe are accompanied with the ridge of combined parameter fairly whole their length. A departure of the „numerical” front over England (9) is caused mainly by the fields of TFP, FPRT, and dew point gradient. But it seems, in accordance with the surface chart, that the front analysed subjectively approaches the reality better. The occluded front (10) conforms with the ridge of combined parameter well, mainly owing to a sharp pressures trough. The ridge continues farther eastwards where a stationary temperature boundary occurs (11). The maximum at the warm front (12) is satisfactory. The extrafrontal maximum (13) corresponds to a deepening prefrontal trough and, along with the maximum (14), it indicates a baroclinic zone at the northern boundary of a dry warm air which flows from south.

7. Conclusions and perspectives

If the frontal analysis is to be objectivized suitable frontal parameters, *i.e.* such quantities derived from basic meteorological fields (pressure, temperature, humidity) which acquire line maxima along the fronts, must be found.

On the basis of the results achieved by means of Mahalanobis distance, the following group of six parameters can be regarded as an optimal set useful for objective frontal analysis: parameter TFP 850 hPa, parameter FPRT 1000/500 hPa, temperature advection gradient at 850 hPa, horizontal wind shear at 1000 hPa, relative humidity at 850 hPa, and pressure at the lifting condensation level.

The seeking for frontal parameters is still far from finish: further parameters meeting three requirements from chapter 1 should be attempted to be found. At the same time, the attention should be directed to the humidity quantities and to the dynamic ones figured from the actual wind field.

The Mahalanobis generalized distance has shown to be a good aid at objective evaluation of quality of frontal parameters but it does not suffice in itself. It is necessary to complete it with some further „frontality” criteria which would be able to render even the shapes of the maxima of the individual parameters.

Even the best single basic parameters investigated in this study meet the demands on the behaviour of an ideal frontal parameter only poorly. It is obvious at first sight that the combined parameters meet them much better. The combined parameters display better structure - they are elongated sufficiently and not too ramified. Their maxima occur in the proximity of all well expressed fronts. In comparison with basic parameters they have much less extensive extrafrontal maxima which are, furthermore, well accountable from a physical point of view.

The question remains whether it is advantageous for all basic parameters to be given the same potentiality for setting up a combined parameter, which was proposed by Gericke (1984) and Gericke and Eckner (1984) and which has been performed in this experiment, too. Other ways should also be sought how to determine weight coefficients of basic parameters before combining. In every case, the way of mutual combining the parameters with different physical nature seems to be hopeful, which is evidenced also by the results presented in this paper.

Another problem should be resolved. An objectively analysed front is defined as a ridge line in the field of some proper parameter. The determination of this ridge line ought also to be objectivized. Some attempts to solve this task have been performed (e.g. Gericke, 1986) but this problem deserves, in my opinion, more attention.

The objectivization of frontal analysis can be divided into four individual tasks:

- a) selection of optimal set of basic frontal parameters,
- b) looking for an objective method of this selection,
- c) combining the basic parameters,
- d) construction of ridge lines in the fields of combined parameters.

None of these four individual steps is definitively resolved at present. However, encouraging progress has been reached in each of them recently. The presented results support the hope that the fronts will be analysed objectively in future.

Acknowledgements. The presented paper could not be written without support of Dr. J. Štekl of the Institute of Physics of the Atmosphere in Prague who proposed the strategy of solving the problem and contributed valuable suggestions, advices, and comments to my work. Doc. Batka of the faculty of Mathematics and Physics in Prague helped me with numerical elaboration of the problem. Dr. K. Svoboda of the Institute of Geophysics in Prague and Ings. K. Seidler, R. Sedlár, M. Slaby, and L. Pazderka of Computer Centre of national corporation „Barvy a laky” helped me gladly at work on the computer. Dr. D. Novotná of the Institute of Physics of the Atmosphere in Prague and Dr. M. Škoda of the Czech Hydrometeorological Institute lent me the data and synoptic analyses necessary for presented work. I am also very indebted to Mrs. E. Lhotková for drawing the figures.

REFERENCES

- | | |
|--|--|
| <p>Gericke, M., 1984: Ein Ansatz zur Konstruktion kombinierter Parameter für die Lokalisierung von Fronten. <i>Z. Meteor.</i> 38, 293-300</p> <p>Gericke, M., 1986: Analyse von Fronten als Linien maximaler Kurvenintegrale. <i>Z. Meteor.</i> 40, 153-170</p> <p>Gericke, M. and Eckner, H., 1984: Lineare Interpolation von Bodenwetterelementen und Bildung differentieller Größen für Experimente zur Lokalisierung von Bodenfronten. <i>Z. Meteor.</i> 38, 133-147</p> | <p>Huth, R., 1987: Diagnostic model of numerical parameters for determining the atmospheric fronts (in Czech). Degree work, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Praha</p> <p>Huth, R. and Štekl, J., 1988: Objectivization of the analysis of atmospheric fronts (in Czech). <i>Meteor. zprávy</i> 41, 70-74</p> <p>Johanovsky, Z., Kakos, V. and Strachota, J., 1986: The cloudburst near Příbram on 21 June 1984 (in Czech). <i>Meteor. zprávy</i> 39, 102-108</p> |
|--|--|

- Katkó, B., Kerekes, A., Sándor, V., Szalma, J. and Török, L., 1989: Experience gained from practicing on objective method for cold fronts recognition. *Meteorological Forecasts and Their Use in National Economy*, Gödöllő, 75-84
- Kress, Ch. and Zwatz-Meise, V., 1980: *Die Ausschöpfung des Informationsgehaltes numerischer Vorhersagekarten durch MOD und die Verknüpfung dieser Aussagen mit Satellitenbildern*. Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien
- Lukasová, A. and Šarmanová, J., 1985: *Methods of cluster analysis* (in Czech). SNTL, Praha
- Perekhodseva, E.V., 1985: Forecasting the squalls by means of statistical classification methods on the basis of diagnostic and prognostic relations (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 271, 37-60
- Peskov, B.Y., Verbitskaya, S.N. and Timoshenko, L.V., 1974: Investigation of complex influence of various meteorological conditions on formation of the storms with the aid of linear discriminant analysis (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 149, 20-55
- Renard, R. J. and Clarke, L. C., 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Mon. Wea.Rev.*, 93, 547-556
- Romov, A. I., 1985: The theory of frontal processes and practical inferences for their analysis and forecast (in Russian). *Trudy URNII*, vyp. 210, 3-18
- Snitkovskii, A. I. and Perekhodtseva, E. V., 1974: Predictors used for forecasting the squalls (in Russian). *Trudy Gidrometcentra SSSR*, vyp. 149, 56-68
- Zverev, A. S., 1977: *Synoptic meteorology* (in Russian). Gidrometeoizdat, Leningrad.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan-Feb 1991. Budapest

A dunai jégjárás meteorológiai tényezőinek évszázados változásai

DÉRI JÓZSEF

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

A Duna magyarországi szakaszán a kemény telek évszázados gyakorisági maximuma a XV. században, a jeges árvizeké a XVIII. században alakult ki. A XVIII. századtól kezdődően a kemény telek és a jeges árvizek évszázados gyakoriságát egyaránt jelentős mértékű csökkenő tendencia jellemzi. A jeges árvizek gyakoriságának csökkenése számottevően nagyobb mértékű, mint a kemény teleké, ami az emberi tevékenységek kedvező irányú jégjárásszabályozó hatását is jelzi. Az utóbbi két évszázadban végzett meteorológiai mérési adatok alapján kimutatható, hogy a negatív léghőmérsékletek idősorában a XX. század elején ugrásszerű és jelentős mértékű csökkenés következett be. Ezt a változást a dunai állójeges időszakok hosszának és előfordulási valószínűségének a megváltozása is tükrözi. A kutatás fontos tanulságai közé tartozik az, hogy a dunai árvízvédelmi gátak, nagylétesítmények és vízkivételi művek élettartama alatt is bekövetkezhetnek olyan éghajlatingadozások, amelyek a folyami jégvédekezés szempontjából kockázatos helyzetet teremthetnek, korlátozzák a vízkivételi műveket, és megnövelhetik a jeges árvízveszély valószínűségét.

*

Secular changes of the meteorological factors affecting the regime of ice phenomena on River Danube. The maximum frequency of severe winters appeared in the 15th century, and the frequency of flooding connected with ice jams in the 18th century. The frequency of cold winters and ice jamming induced flooding shows definitely decreasing trend starting from the 18th century, while the frequency of jamming induced flooding has decreased to a much larger extent than that of the cold winters. The given fact is explained by river training and other man-made changes. The meteorological observations of the last two centuries prove that a sudden fall started in the aggregated sum of negative temperatures at the beginning of the 20th century. This change can be followed in the length and frequency of periods with ice cover on the River Danube. The main conclusion of the author is that during the life-span of flood protection levees, large hydraulic structures and water works such climatic fluctuations may take place, which can cause the danger ice induced structural damage and flooding and also can limit the use of water works.

Bevezetés. Az éghajlatingadozások, továbbá a hidrológiai, a medermorfológiai, a vízrendezési, az ármentesítési, a folyam-szabályozási, a vízgazdálkodási, a környezeti tényezők változása és szabályozása a *jégjárás* rövid-, közép- és hosszútávú változásait eredményezik.

A jégjárás a vízfolyások (tavak) meteorológiai tényezői, hőháztartása, vízgyűjtő területe, mederviszonyai, vízjárása és vízminősége által meghatározott *jégviszonyok* összességét jelenti.

A *jégviszonyok* a vízfolyások (tavak) jégjelenségeire (elsősorban a jég megjelenésére, a jégtakaró kialakulására, a jégtorlódás és a jégtorlaszok keletkezésére és megszűnésére, a jég elvonulására és felolvadására), valamint ezek előfordulási gyakoriságára és a hossz-szelvénymenti (területi) eloszlására vonatkozó jellemzők összességét jelentik.

Emberi beavatkozások nélkül is lehetnek olyan mértékű hidrológiai és medermorfológiai változások, amelyek a folyami jégviszonyokat módosítják. Ez megnehezíti az egy, vagy több évszázad különbséggel kialakuló jégjárási jellemzők összehasonlítását. Ennek ellenére az összehasonlító elemzés eredményeként feltárt változások mértéke és iránya hasznos jelzéseket tartalmaz.

A jégjárással összefüggő meteorológiai tényezők kutatása többek között a fejlesztések megalapozását, valamint a természeti csapásokkal szembeni biztonság fokozását szolgálják. A következő fejezetek a dunai jégjárási jellemzőket meghatározó meteorológiai tényezők évszázados változási tendenciáit mutatják be egyes folyami jégjelenségek figyelembevételével.

1. Változások az utóbbi évezredben

Az utóbbi évezred éghajlatingadozása és a folyami jégjárásváltozás tendenciái

közötti összefüggések kutatása a jelenkori helyzet értékeléséhez, valamint a jövőbeli természeti és vízgazdálkodási kockázatok becsléséhez hasznos támpontokat és tanulságokat szolgáltat. Az eddigi kutatások legalapvetőbb tanulsága az, hogy a folyami árvízvédelmi gátak és nagylétesítmények tervezett élettartama alatt is bekövetkezhetnek olyan éghajlatingadozások, amelyek a jégvédekezés szempontjából kockázatos helyzetet teremthetnek. Számolni kell azzal is, hogy több kritikus meteorológiai tényező egyidejű jelentkezésekor a folyami jégtorlasz hatására a töltésezett mederszakaszon olyan mértékű emelt szintű duzzasztott jeges vízállás alakul ki, amely korábban a töltésezetlen folyam-szakaszon nem jöhetett létre. Ilyen körülmények között különösen nagy kockázatot jelent a mentett oldalon kéregszerűen átfagyott és teljes keresztmetszetben átázott árvédelmi töltés hirtelen bekövetkező átszakadása (amelyre az 1956. évi jeges árvíz is számos példát szolgáltatott).

A több évszázadra kiterjedő éghajlatingadozás és a jégjárásváltozás kutatása hozzájárul a folyamszabályozás és jeges árvízveszély közti összefüggések realisabb értékeléséhez is. Ez azért is fontos, mert a téli évszakok felmelegedését eredményező éghajlati ingadozás kedvező hatásának a figyelembevétele hiányában századunk első felében indokolatlanul túlértékelték a folyamszabályozás jeges árvízveszélycsökkentő szerepét. Ez a téves szemlélet a folyami jégjárással összefüggő kockázat alábecslését és a jeges árvíz elleni védekezéssel összefüggő fejlesztések elhanyagolását eredményezte a XX. század első felében. Mindezek figyelembevételével indokolt a nagyobb múltbeli időszak éghajlatingadozásaira és a jégjárás-változásaira visszatekinteni.

Az elmúlt évezred éghajlatingadozásaira vonatkozó kutatások (Lamb, 1977;

Probáld, 1981; Czelnai et al., 1983; Flohn és Fantechi, 1984) eredményei szerint a IX-XIII. század közötti időszakot az eljegesedés utáni klímaoptimumot közelítő kedvező viszonyok jellemezték. Akkor az évi középhőmérséklet az észak-atlanti térségben helyenként 2-4 °C-kal, Európában több mint 1 °C-kal lehetett magasabb a XX. századi értéknél. A XIII. században a ko-

tú periódusnak, amikor a Föld számos helyén kiterjedt eljegesedés mutatkozott, ezért ezt az időszakot kis jégkorszaknak is nevezik (Czelnai et al., 1983; Flohn és Fantechi, 1984). Ebben az időszakban tartósan és jelentékenyen megnőtt a dunai jeges árvizek előfordulási gyakorisága. A legkritikusabb helyzet a XVII. században alakult ki. Akkor átlagosan négy évenként

1. TÁBLÁZAT

Kemény telek, jeges árvizek és rendkívüli tengerjegesedések évszázadonkénti megoszlása Réthly (1962 és 1970) adatainak felhasználásával

Évszázad	Kemény telek száma Magyarországon	Jeges árvizek a magyar Duna-szakaszon	Tengerjegesedés	
			száma	helye
XI.	14	2*	1	Boszporusz
XII.	9	2	1	Velencei lagunák
XIII.	8	8	3	Fekete tenger, Adria
XIV.	17	2*	3	Fekete tenger, Adria, Márvány tenger
XV.	25	6	7	Fekete tenger, Adria, Velencei lagunák, Keleti tenger
XVI.	17	7	*	*
XVII.	8	9	3	Adria, Márvány tenger, Fekete tenger
XVIII.	12	25	2	Velencei lagunák, Keleti tenger
XIX.	7	12	0	—
XX.**	4	3	0	—

* bizonytalan adat, illetve adathiány

** 1988-ig terjedően

rábbi viszonylagos felmelegedést követően lehűlés kezdődött. Évszázadról-évszázadra növekedett a kemény telek száma (Réthly, 1962, 1970), és ugrásszerűen megnőtt a jeges árvizek előfordulási gyakorisága a Duna magyarországi szakaszán (1. táblázat). A korabeli leírások szokatlan tengeri jegesedésekről tesznek említést (Réthly, 1962, 1970). A lehűlés a XV. századig fokozatosan erősödött. A XV. században átlagosan minden negyedik évben igen kemény telek jelentkeztek.

Az az időszak, amely a XV. században kezdődött és a XVI. század közepéig tartott, egyike volt a viszonylag hideg éghajla-

pusztított jeges árvíz a Duna több magyarországi szakaszán. Elsősorban a Pozsony és Komárom közötti szakaszt, a fővárosi Duna-szakaszt, valamint a fejér-megyei szakaszt veszélyeztették jeges árvízi elöntések (Réthly, 1962, 1970).

A Duna magyarországi szakaszán kialakult kemény telek és jeges árvizek évszázadonkénti megoszlását és változását jellemző 1. táblázat adatait elemezve, az alábbi megállapítások és következtetések tehetők:

- A vizsgált évezredben a kemény telek és a jeges árvizek gyakorisági minimumai egymástól távoli évszázadokban alakultak

ki; a kemény telek gyakorisági minimuma a XV. században, a jeges árvizeké a XVIII. században jelentkezett. A legpusztítóbb jeges dunai árvíz a XIX. században (1838-ban) jött létre.

- Szembetűnő, hogy a XV. században 25 kemény telet és csupán 6 jeges árvizet jegyeztek fel a Duna magyarországi szakaszán. A XVI. században a kemény telek csökkenő gyakorisága ellenére a dunai je-

szerepet játszanak az emberi hatások. Ezt a következtetést támasztják alá az utóbbi évek kutatási eredményei.

- A XVI-XVIII. században egyrészt a nagymértékű (30-50%-os) erdőirtások, másrészt a fokrendszerek tönkremenetele, valamint a lápos, vizenyős területek védekezési célból történt növelése a vízjárást számottevően szélsőségesebbé tette, a vízjátékot több méterrel megnövelte, a

2. TÁBLÁZAT

Az átlagos negatív léghőmérsékleti összegek, az állójeges napok számának, valamint az állójeges évek előfordulási valószínűségének változási tendenciája a Duna osztrák és magyar szakaszán

A vizsgált időszakok	Ybbs - Kachlet ¹			Budapest		
	átlagos negatív léghő-összegek °C	állójeges		átlagos negatív léghő-összegek °C	állójeges	
		napok átlagos száma	évek valószínűsége		napok átlagos száma	évek valószínűsége
		nap	%		nap	%
1801/02-1816/17	224	43	94	**	**	**
1817/18-1844/45	222	45	82	**	35*	68
1845/46-1874/75	222	48	83	**	31*	60
1875/76-1899/00	232	44	92	235	32	52
1900/01-1940/41	164	35	85	145	23	35
1941/42-1971/72	164	35	81	150	33	23

¹ Kretschmer (1979) adatainak felhasználásával

* Kuzmann (1981) adatainak felhasználásával

** Adathiány

ges árvizek gyakorisága erősen növekvő tendenciát mutatott. A XVII. és a XVIII. századokban a jeges árvízi helyzet további romlását jelzi az, hogy előfordulási gyakoriságuk lényegesen nagyobb volt, mint a kemény teleké. Ez azt jelenti, hogy az átlagos keménységű telek jeges árvizet keltő hatásait a kedvezőtlen emberi beavatkozások felerősítették. Az éghajlati ingadozások és a természetes jégjárás közötti összefüggések rendszerében a XVII. századtól kezdve egészen a XIX. század végéig tartós, növekvő és általában kedvezőtlen

hordalékszállítás fokozódásával a zátonyképződés és a mederelfajulás felerősödött, ami összességében a jéglevonulás feltételeit rontotta és növelte a jégtorlaszképződésre érzékeny mederszakaszok számát.

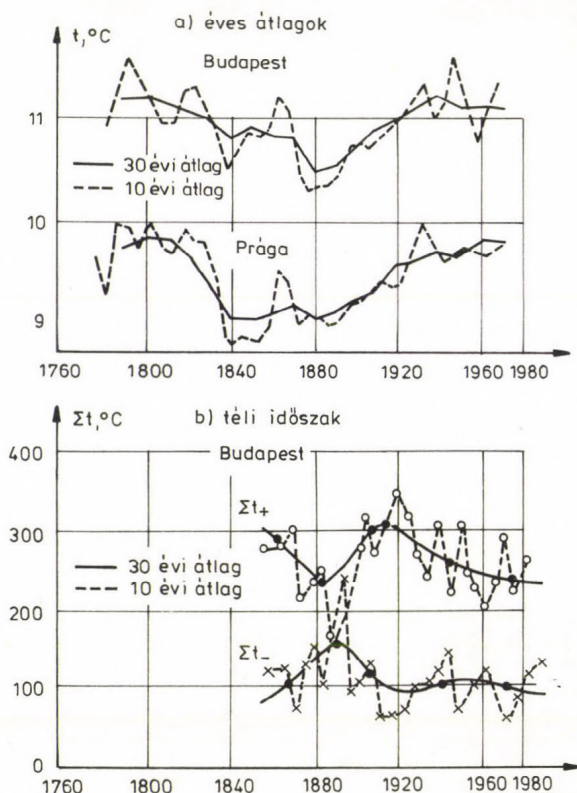
- A jeges árvizek elleni védelmet szolgáló folyószabályozást, valamint az ármentesítést elsősorban a vízimalom érdekeltiségek hátráltatták. Uralkodóvá váltak a mederbe épített malomgátak, a hadászati célú „rekesztések” és a halgazdasággal összefüggő „elmocsarasítások”.

2. Változások az utóbbi két évszázadban

Az éghajlatkutatás eredményei (Lamb, 1977, *Probáld*, 1981, *Flohn* és *Fantechni*, 1984) szerint a XIX. század közepétől kezdődően a lassú enyhülés után ismét gyorsabban melegedett Földünk éghajlata, és 1900-1960 között a középkor óta nem tapasztalt csúcsértékeket ért el a hőmérséklet. A felmelegedés különösen az Északi-Jeges-tenger körzetében volt erős, ahol több °C-kal is nőtt a hőmérséklet. A jégviszonyok mindenütt kedvezőbbé váltak. Az Adriai-, a Márvány-, és a Fekete-tengeren megszűntek a jegesedések (1. táblázat). A Dunán is lecsökkent a jeges árvizek gyakorisága (1. táblázat). Az 1930-as években a Szovjetunió megkezdte a hajó-

zást a nagy északi víziúton, Szibéria északi partjai mentén. A mezőgazdasági övek is több száz kilométerrel nyomultak észak felé. Az 1940-es években a felmelegedés megtorpant és az 1950-es és az 1960-as években már lehűlés mutatkozott, amely elsősorban ismét a hideg égöv peremsávját érintette, de kimutatható volt az egész mérsékelt égövben. Ezt az éghajlatingadózást jelezték a Duna jeges árvizei az 1940-es évek első felében és 1956. márciusában.

A műszeres mérési adatok feldolgozásán alapuló 1. ábra a léghőmérséklet évszázados változási tendenciáját szemlélteti. A 10 és 30 évi átlagok idősorai azt jelzik, hogy a XIX. század végén felmelegedés kezdődött. A téli időszakok negatív léghőmérsékletei a századfordulóval egyidőben



1. ábra: A léghőmérséklet évszázados változási tendenciája

érték el a maximumot és ettől kezdve csökkenő irányzat alakult ki. Ezt a csökkenést erőteljes ingadozás kíséri. Szembetűnő az is, hogy a téli időszakokban a pozitív léghőmérsékleti összegeket az 1920-as évektől kezdve jelentős mértékű ingadozás kíséretében csökkenő irányzat jellemzi.

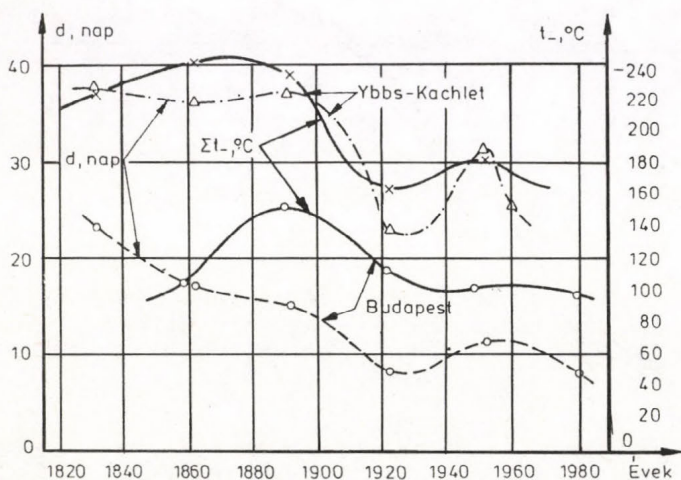
A Duna két jellemző és hosszú adatsorral rendelkező szakaszára vonatkozó adatfeldolgozás eredményeit foglalja össze a 2. táblázat és a 2. ábra. Ezek jól szemléltetik az átlagos negatív léghőösszegek és az ugyanezen időszakban kialakuló állójeges napok számának évszázados változási folyamatát. A 2. táblázat bemutatja a XIX. és XX. században kialakult állójeges évek előfordulási gyakoriságának változási tendenciáit. A 2. ábra és a 2. táblázat adatai alapján az alábbi megállapítások tehetők:

- A XX. század elején éghajlingadozásra jellemző mértékű változás következett be, ugyanis a téli félévek átlagos negatív léghőmérséklet-összegei számottevően és tartósan csökkentek mindkét vizsgált Duna-szakaszon (a csökkenés mértéke az ausztriai szakaszon 29%-os, a magyarországi szakaszon 37%-os).

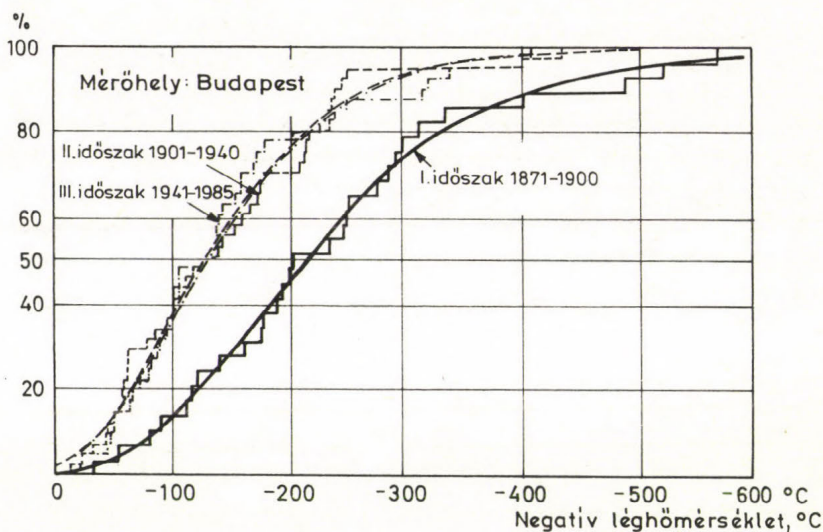
- A téli felmelegedés évtizedeiben az ausztriai szakaszon jelentős mértékben (25%-kal) tartósan csökkent az állójeges napok száma. Az állójeges évek előfordulási valószínűsége 92%-ról 85%-ra csökkent.

- A vizsgált magyarországi Duna-szakaszon a téli félévi felmelegedés időszakában a XX. század első felében jelentős mértékű (25%-os) állójég-időtartamcsökkenéskövetkezt be. Az állójeges évek előfordulási valószínűsége a századforduló után bekövetkezett téli éghajlingadozás időszakában jelentős mértékben (52%-ról 35%-ra) csökkent. A magyarországi vizsgált Duna-szakaszon kimutatott viszonylag nagyobb mértékű javulás a XX. század elejére befejezett folyamszabályozási hatásoknak is tulajdonítható.

- A vizsgált magyarországi Duna-szakaszon a XX. század második vizsgálati időszakában (1941-1971) az állójeges évekre vonatkozó állójég időtartamok átlaga a XIX. századéval megegyezik, az állójeges évek előfordulási valószínűsége viszont számottevően és tartósan csökkent (2. táblázat). Ez a változás azzal magyaráz-



2. ábra: A negatív léghőmérséklet-összegek (Σt) és az álló jégidőtartamok (d) 30 éves átlagainak változási tendenciája

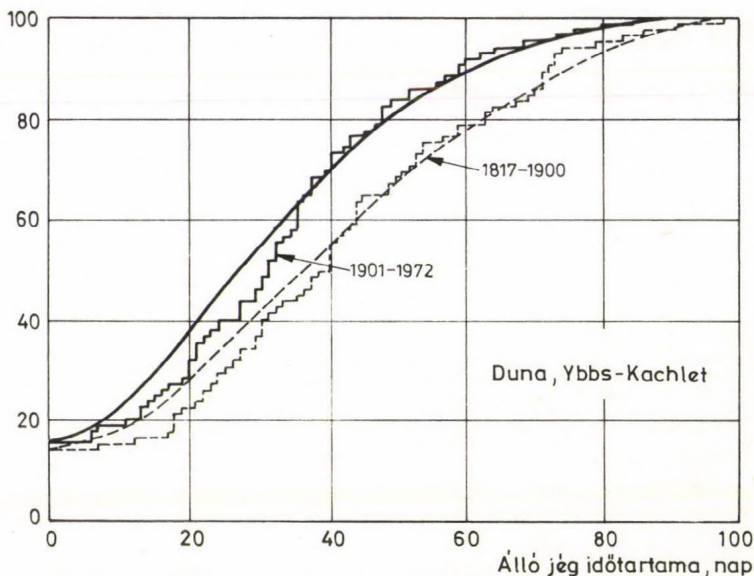


3. ábra: A téli időszakok negatív léghőmérsékletösszegeinek eloszlásfüggvényei

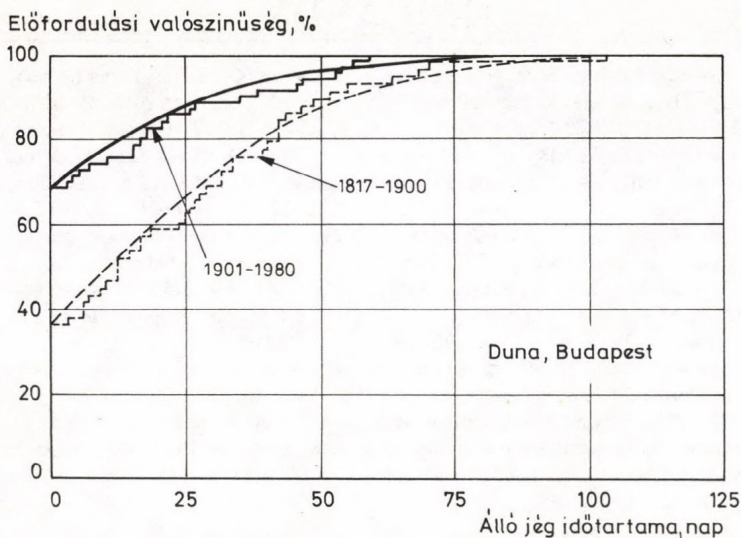
ható, hogy a klímaingadozás kedvező hatása mellett jelentős szerepet játszottak az emberi hatások is (elsősorban a folyamszabályozás). Ezek a korlátozott hatások azonban a közepes és az enyhe téli időszaka-

kokban érvényesülhettek, ugyanis az 1940-es években és 1956-ban kialakult jeges dunai árvizek egyes jégjárás jellemzői lényegében megegyeznek a XIX. században észlelt kemény telű évekével.

Előfordulási valószínűség, %



4. ábra: Az állójég időtartam eloszlásfüggvényei a Duna ausztriai szakaszán



5. ábra: Az állójég időtartam eloszlásfüggvényei a Duna magyarországi szakaszán

A 3. ábra három vizsgálati részidőszakra vonatkozó eloszlásfüggvény segítségével szemlélteti a téli időszakok negatív léghőmérséklet-változási tendenciáit. Az I. időszak a folyamszabályozás befejezése előtti, illetve az erőteljes folyamszabályozás megvalósításának korszakát jellemzi. A II. és III. időszakra vonatkozó eloszlásfüggvények az előfordulási valószínűség teljes tartományában egyértelmű felmelegedést jeleznek.

A 4. és az 5. ábrák a Duna ausztriai és budapesti szakaszára vonatkozó állójég időtartamok eloszlásfüggvényeit szemléltetik. Ezek az ábrák lehetővé teszik a XIX. és a XX. századra jellemző állójég időtartamok valószínűségi eloszlásának összehasonlítását. Ezek alapján megállapítható, hogy mindkét folyamszakaszon az előfordulási valószínűség teljes tartományában az állójég időtartamok csökkenése következett be.

A csökkenés matematikai statisztikai értelemben szignifikáns.

A 2. táblázat, valamint az 1-5. ábrák adatai alapján összefoglaló jelleggel megállapítható, hogy az utóbbi évszázad folyamán a jégjárás és a jégvédekezés szempontjából kedvező éghajlatingadozás hatásait a Duna vizsgált magyarországi szakaszán kedvező hatású folyószabályozási tevékenységek felerősítették. A téli időszakok lehűlését eredményező éghajlatingadozás súlyos folyami jéghelyzetet idézhet elő. Erre utal például az, hogy az 1956-os jeges árvízi katasztrófát sem a folyószabályozással, sem a jégrobbantással nem lehetett kivédeni. Ha figyelembe vesszük azt, hogy az 1839. évi dunai jeges árvíz nem a legkedvezőtlenebb időjárási rendszerek kombinációjaként alakult ki (Bodolainé, 1988), akkor a jövőben jelentős erőpróbát igénylő dunai jéghelyzet kialakulására lehet számítani.

IRODALOM

- Aujeszký L. 1941: Szubtrópusi és tengeri légtömegek szerepe a hazai árvizek keletkezésében. *Vízügyi Közlemények*, XXIII., 1-34.
- Bodolainé Jakus E. 1988: Az 1838. évi dunai jeges árvíz időjárási feltételeiről. *Hidrológiai Közlemény*, 2. 72-77.
- Czelnai R., Götz G. és Iványi Zs., 1983: *Bevezetés a meteorológiába II.* Tankönyvkiadó, Budapest
- Déri J. 1985: Változások a Duna jégjárásában. *Vízügyi Közlemények*, 4. LXVII., 613-621.
- Flohn, H. and Fantechi, R., 1984: *In Climate Europe: Past, Present and Future.* D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Boston, Lancaster
- Kretschmer, O., 1979: Über Eisverhältnisse und Standortwahl von Kernkraftwerken an der österreichischen Donau. *Österreichische Wasserwirtschaft*, 11-12, 25.k. 243-353.
- Kuzmann, G. 1988: A Duna hidrológiai viszonyai a XIX. században. *Hidrológiai Közlemény*, 2. 78-84.
- Lamb, H. H., 1977: *Climate: Present, Past and Future.* Vol. 2. Methuen Könyvkiadó London
- Lászlóffy W., 1957: A jeges árvizek magassága. *VITUKI Beszámoló*, 75-84.
- Próbáld F., 1982: *Változik-e éghajlatunk.* Gondolat Könyvkiadó. Budapest
- Réthy A., 1962: *Időjárási események és elemi csapások Magyarországon 1700-ig.* Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Réthy A., 1970: *Időjárási események és elemi csapások Magyarországon, 1701-1800-ig.* Akadémiai Kiadó, Budapest
- Starosolszky Ö., 1969: A jég a vízepítésben. *VITUKI Tanulmányok és Kutatási eredmények*, No. 27. Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest

A radioaktív ülepedés reszuszpenziója a Kárpát-medencében

SIMON ANTAL

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

A légkörbe került mesterséges eredetű radioaktív anyagok ülepedésének mechanizmusát több meteorológiai folyamat is alakítja, befolyásolja. Az egyik ilyen meteorológiai folyamat a reszuszpenzió. A tanulmány vizsgálja a reszuszpenzió megjelenésének lehetséges meteorológiai feltételeit is. A csernobili reaktorbaleset utáni időszakban Magyarországon több hónapon át, különböző intézményeknél, sok mérőhelyen, intenzív mérési, ellenőrzési programot bonyolítottak le, amelyből származó adatokból a reszuszpenziós faktor közelítőleg meghatározható volt. A publikált hazai mérési eredményekből számított és a más szerzők által, különböző időkre, eseményekre, helyekre végzett vizsgálatok eredményeivel összehasonlítható nagyságrendű faktor értékeket lehetett kapni a baleset utáni időre. Az időfüggő reszuszpenziós faktor figyelembevételével a radioaktív ülepedés modellezésének eredményei pontosíthatók.

*

Resuspension of radioactive deposition in the Carpathian Basin. The mechanism of the deposition and resuspension of radioactive components of anthropogenic origin is controlled by several meteorological processes. The aim of this paper is to discuss the possible meteorological conditions of the occurrence of resuspension. After the Chernobyl accident a lot of intensive monitoring programs of several months have been carried out by different institution at many sites in Hungary. On the basis of these data it was possible to estimate the resuspension factor. The factor gained in Hungary and its magnitude published for other sites and events for different time periods are in good agreement. Taking into consideration the time dependent resuspension factor it is possible to make the results of the modelling of radioactive deposition more exact.

Bevezetés. Korábbi vizsgálatok kimutatták, hogy a lakosság és élőhelye több módon is ki van téve a radioaktív anyagok légkörbe történő kibocsátása utáni közvetlen sugárzás hatásának. A légköri nukleáris robbantási kísérletekből származó radionuklidok kiszóró-

dása miatti sugárzás elsődlegesen az átvonuló felhőből, illetve belélegzés, inhaláció útján érheti a népeiséget. E hatások rövid időtartamúak. A nagytérségű kiszóródás az élelmi-szer termelő helyeket is eléri, az élelmszerláncban át történő hatás már hosszabb időtartamú járulékos sugárzást eredményez az élő egyedekben.

A nagyobb energiájú légköri kísérleti robbantások felhője általában eléri a sztratoszférát. A sztratoszférából az ülepedés lassú, mintegy 10 éves folyamat, az előzőkhöz képest elenyésző járulékos sugárzással kell csak számolni a nagytérségű kihullásnál (Mészáros és Simon, 1967a, Mészáros és Simon, 1967b, Simon, 1975).

Az energiatermelésben ma már elterjedten alkalmaznak nukleáris erőműveket, amelyek balesetei előre nem látható kihatású szennyezési folyamatokat kelthetnek az emberi környezetben, ahogy a csernobili példa is mutatta. A nukleáris balesetekből a légkörbe kerülő sugárzó anyagok diszperzióját a meteorológiai folyamatok jelentősen befolyásolják (Bennets and Weston, 1989).

Az időjárási hatások egyik következménye a talaj közelében az ún. reszuszenzió. A radioaktív reszuszenziós vizsgálatokat már a nevadai sivatagban végrehajtott légköri robbantási kísérletek után megkezdtek. Természetesen eltérő földrajzi környezetben és kísérleti viszonyok között a reszuszenzió hatása jelentősen eltérő lesz. Különösen más viszonyokat találunk az épített, vagy mesterséges környezetekben, városokban. Itt főleg a forgalom által keltett turbulencia hozza létre a reszuszenziót, még viszonylag alacsonyabb szélesebségeknél is. Az útfelületek folyamatos kopása, amit a forgalom idéz elő, valamint a csapadékvíz csatornákon történő elvezetése szintén jelentős különbséget hozhat létre a reszuszenzióban a szabad területekhez viszonyítva (Tvetan, 1990). Magyarországon reszuszenzióra vonatkozó célzott kísérleteket, vagy vizsgálatokat még nem végeztek.

Főleg az Egyesült Államokban kezdeményezett vizsgálatok tanúsága szerint, meghatározott időfüggés állapítható meg az egyes radionuklidok talajba történő behatolása és ezzel kapcsolatban a reszuszenzió mértéke között. A frissen ülepedő anyagoknál 10^{-5} m^{-1} nagyságrendű, míg a sok éve a légkörbe kiszabadult nuklidoknál 10^{-9} m^{-1} -es reszuszenziós faktort számítottak ki.

A reszuszenziós faktort a levegőkonzentráció és a talajkonzentráció arányaként definiálták. A két mennyiség mérése számos gyakorlati problémát vet fel. A levegőkonzentráció jelentősen függ a talaajszint feletti magasságtól, valamint az időjárás befolyásától. A koncentráció figyelembevételénél az emberek átlagos belélegzési szintjét, tehát a talaj feletti 150–160 cm-t szokás alapul venni. Értelmszerűen száraz időjárási helyzetben és magasabb szélesebségeknél több anyag szabadul el a talajról, de ugyanakkor nő a hígulás is. Mindenesetre megállapították, hogy magasabb szélesebségekhez nagyobb reszuszendált anyagmennyiség és koncentráció is tartozik. Fontos a reszuszenzióban résztvevő talajfelület szerkezete és mérete, ha a talajkonzentráció nem homogén. A talajkonzentráció megállapítására több lehetőség is nyílik. Megvalósítható a talaj felső rétegéből fúróval vett minták homogenizálás utáni sugárzásdetektálása, de végrehajtható a mérés a talaj fölött rögzített detektorok segítségével is. Az Országos Meteorológiai Szolgálat ezen utóbbi eljárás bevezetésére tett előkészületeket. Ebben az esetben természetesen megfelelő helyi kalibrálásra van szükség, ahol a felszíni érdességet is figyelembe

kell venni. Az ülepedés egységnyi területre vonatkozó értéke S_a az alábbi módon számítható:

$$S_a = \rho \int_0^{\infty} S_m(z) \exp(-\alpha z) dz = \frac{\rho}{\alpha} S_m(0)$$

ahol $S_m(z)$ az egységnyi talajtömegre vonatkozó aktivitáskoncentráció z mélységben, ρ a talaj sűrűsége és $\frac{1}{\alpha}$ a sugárgyengítési úthossz. Az egyenletben a $\frac{\rho}{\alpha}$ a felszíni aktivitás érdességi indexe. A rögzített mérőrendszer meghatározott távolságból pontforrással megbízhatóan kalibrálható.

A reszuszpenziós faktor

Ahogy említettük, a reszuszpenziós faktort a levegőkonzentráció és a talajkoncentráció arányaként definiálhatjuk. Az egyszerű reszuszpenziós faktor R_f tehát az alábbi módon adható meg (Tvetan, 1990)

$$R_f = X / S_{surf}$$

ahol X a levegőben mérhető koncentráció, Bq/m^3 , S_{surf} a felületi aktivitáskoncentráció, Bq/m^2 .

A levegőkonzentráció a korábban említett feltételek figyelembevételével mérhető. A felületi aktivitás meghatározása bonyolultabb, azonkívül ez a mennyiség tartalmazza azt a talajkoncentráció részt is, ami a reszuszpenzióban résztvesz. A radioaktív anyagok bomlása miatt a reszuszpenziós faktor is időtől függő mennyiség. Az időfüggő reszuszpenziós faktor megadható:

$$R_f(t) = X(t) / S_{tot},$$

ahol S_{tot} az egységnyi terület felületi aktivitásának összege, ha értékét időben állandónak vesszük - ami sok esetben (pl. heti, vagy havi mintavételezés) elfogadható közelítés - a formula egyszerűbbé tehető.

Az időfüggő reszuszpenziós faktor lehetséges formája

$$R_f(t) = R_f(0) \exp(-\lambda t),$$

ahol λ a figyelembevett nuklid felezési ideje.

A fenti modell - amerikai vizsgálatok szerint - plutónium esetén a reszuszpenziós faktorra irreálisan alacsony értékeket adott 10-20 évvel a légkörbe kerülés utáni időre. A vizsgálatok szerint az $R_f(0)$ értéke sok esetben $10^{-4} m^{-1}$ értékűnek adódott, 17 évvel az ülepedés kezdete után viszont a mérésekből számított reszuszpenziós faktor $10^{-9} m^{-1}$ volt. Ezen értékek felhasználásával a modellt javították:

$$Rf(t) = 10^{-4} \exp(-\lambda t) + 10^{-9} \quad (\text{m}^{-1}).$$

A reszuszpenziós faktor, tehát az ülepedés mennyiségének azon részét adja meg, amely a helyi meteorológiai hatások következtében ismétlődő módon visszakérül a levegőkoncentrációba és újra ülepszik. A reszuszpenziós faktor természetszerűleg nemcsak radioaktív anyagokra számítható, hanem elvileg bármely más ülepedő anyagra is meghatározható.

Felhasznált adatbázis

A reszuszpenziós faktor vizsgálatához részben az Országos Meteorológiai Szolgálat saját radioaktív mérései, de nagyobb részben más hazai intézmények publikált adatai kerültek felhasználásra. A csernobili baleset időpontjában és azt követően minden kutató és ellenőrző laboratórium fokozott mértékben végzett vizsgálatokat, elsősorban a saját érdekelttségébe tartozó szakmai területeken belül, de a levegő és a talajfelszín kontaminációjára vonatkozóan is. A résztvevő intézmények a mintavételezést szakmai sajátosságainak megfelelően, tehát egymástól eltérő módon, valamint mértékben alakították ki és végezték, ezen felül az eredményeket különböző mértékegységekben közölték. Az irodalom jegyzékben megadott szakfeldolgozások és adatgyűjtemények részben az alkalmazott mintavételi-, mérési módszerek leírását is tartalmazzák. Miután a mérések radiológiai hitelesítése lényegében mindenhol megtörtént, az adatok értékelésénél elsődlegesen a mintavételezési módszerek adott célú alkalmasságát és az ezekhez rendelhető közös hibát kellett figyelembevenni. Ezután a kiválasztott adatok a jelzett célra, a becsült hiba mértékén belül felhasználhatók voltak.

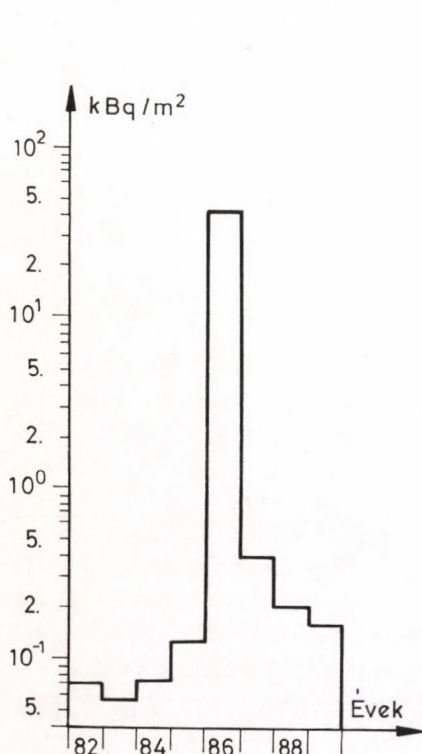
(Andrási et al., 1986, Cserhádi, 1986, Daróczy és Dezső, 1986, Germán et al., 1986, Kibédi et al., 1986, Persson et al., 1986, Raes, 1990, Report-WHO, 1986, Savolainen et al., 1986, Simon, 1986, Simon et al., 1986, Szepesi et al. 1987, Sztanyik et al., 1987, A csernobili...OMIKK, 1986, A csernobili...OAB, 1986).

A radionuklidok ülepedése

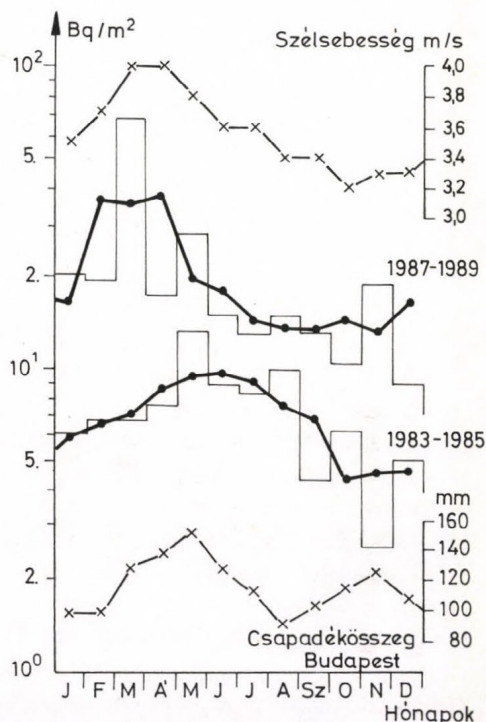
Az 1. ábrán az ülepedés évi összegei láthatók kBq/m² egységben, budapesti (KLFI) mérések alapján. Az időszak közepére esik a csernobili baleset által okozott szennyezés időszaka is, a maga kiugró értékével. Az ábrán feltűnik a Csernobilt megelőző és követő időszak ülepedési értékeinek jelentős eltérése. 1982-1985 között, tehát mintegy 20 évvel az Atomcsend Egyezmény hatálybalépése után számottevő mennyiségű friss hasadóanyag kibocsátás hosszabb ideje már nem történt, eltekintve a földalatti robbantásokból kiszabaduló csupán helyi kihatásúnak tekinthető kevés anyagmennyiségtől és a kisenergiájú, valamint kisszámú francia, indiai és kínai légköri kísérlettől. A csernobili baleseti kibocsátást követően az ülepedés csökkenése az időben a vártnál lényegesen lassúbb volt.

A korábbi tapasztalatok alapján néhány hónappal az esemény után vissza kellett volna térnie a megelőző időszak szintje közelébe, ezzel szemben immáron több év telt el és az ülepedési értékek a vizsgált három év átlagában háromszor magasabbak voltak, mint a baleset előtt (Hass, 1990, *Evaluation of ...*, 1989).

A csernobili balesetből a nukleáris fegyverkísérleteknél felszabaduló izotópoktól eltérő izotópok is kerültek a légkörbe. Így pl. Csernobil után jelentős mennyiségű Cs-134



1. ábra: A radioaktív ülepedés évi összegei Budapesten Cs-137 aktivitásra vonatkoztatva



2. ábra: A csernobili baleset előtti évek (1983-85) ülepedésének összegei (szürke oszlopok), a havi összegek simított középértékei (szilárd vonal), és a csapadékösszegek havi eloszlása; továbbá baleset utáni évek (1987-89) ülepedés összegei, simított középértékei és a szélsőbesség simított középértékek havi eloszlása Budapesten.

volt mérhető, ami a fegyverkísérletekre nem jellemző. Másrészt Csernobilban robbanás és égés kíséretében az ellenőrzés alól kiszabadult friss nuklidok nagyrésze a troposzférában szóródott szét és a markáns időjárási hatások közvetlenebbül befolyásolhatták az ülepedés területi eloszlását. Ilyen körülmények között a reszuszpenzió hatása is intenzíven érvényre juthatott. A reszuszpenzió jelentkezésére mutatjuk be a 2. ábrát. Az ábrán a Csernobilt megelőző (1983-1985) és követő (1987-1989) időszakok ülepedési értékeinek havi középértékeit adtuk meg Bq/m^2 -ben. Tekintettel a rövid adatsorok statisztikai szórására, három hónapos csúszó, vagy átkaroló átlagokat is képeztünk. Ülepedés

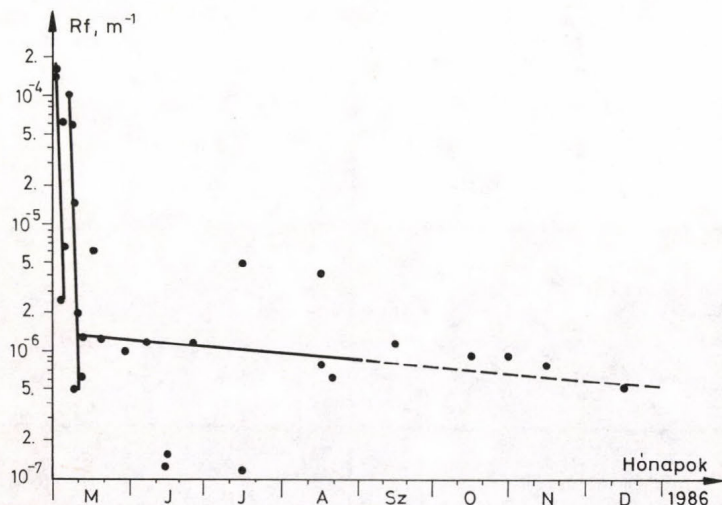
adatokról lévén szó, a két vizsgált időszak csapadékösszegeit összehasonlítva, Csernobil után kerekén 33%-kal volt magasabb a csapadék mennyisége. Ez az érték nem magyarázza a mintegy háromszor magasabb ülepedés értékeket, valamint az ábrán tapasztalható évközi változást sem. A Csernobil utáni ülepedés évközi változásával párhuzamosnak találtuk a viharos napok (szélsebesség nagyobb 50 km/h) évi eloszlását, úgyszintén az egyes hónapok átlagos szélsebességének hosszú megfigyelési időre vonatkozó értékeit, amelyeket a 2. ábrán szintén feltüntettünk. Természetesen a széladatok is budapesti mérésekből származnak. A szélsebesség és ülepedés nem simított adatsoraival számított korrelációs együttható értéke 0,87 volt, míg a simított középértékekből számított együttható megközelítette az 1-es értéket, vagyis a feltételezett kapcsolat valószínűsége (95%-os szinten) igen magas. Mindezekből egyértelműnek tűnik, hogy ebben az időszakban a légmozgás hatása az ülepedési értékek kialakítására jelentős volt. Maximális ülepedési értékek a tavaszi hónapokra voltak jellemzőek, míg egy igen gyenge másodmaximum fedezhető fel ősszel. Csernobil után tehát a szélsebességgel összefüggésben a reszuszenzió aktívan alakíthatta az ülepedést. Ellenőrzésképp az 1987-89-es időszak ülepedés és csapadék csúszó átlagértékei közötti korrelációt is kiszámítottuk, ami 0,48-nak adódott, alacsony valószínűséggel (Péczeľ, 1979, Kirsti, 1990).

Ami a csernobili balesetet megelőző időszakot illeti - ahogyan korábban utalás is történt rá - az ülepedést elsősorban a sztratoszférában tárolt anyagoknak a tropopauza inhomogenitásain történő leszüremkedése alakítja ki. Az aktív részecskék sok évvel a légköri robbantások befejezése után jobbra már csak a sztratoszférában vannak jelen, a troposzférából a részecskék régebben kiülepedtek, vagy kimosódtak.

A csapadék térben és időben az egyik legváltozékonyabb meteorológiai elem, ami a jelen esetben is megmutatkozott. Az 1983-1985 közötti ülepedési értékekre, valamint a csapadékösszegekre vonatkozó simított adatsorok korrelációs együtthatója mindössze 0,39 értékűnek adódott, alacsony valószínűséggel. Erre az időszakra tehát csak általános, tendencia értékű megállapítást tehetünk, vagyis hogy az ülepedés a csapadék mennyiségével kapcsolatban van. A csapadék- és az ülepedés mennyiségének, mint az más vizsgálatokból jól ismert, nyáron van a maximuma és télen a minimuma (kontinentális jelleg). Ezzel ellentétben 1983-85-ben a nyári hónapokban a csapadék mennyisége elmaradt a klimatológiai átlagtól. A teljes ülepedés a talajszinten - egy hosszabb időszakban, pl. 1 hónap - száraz kihullásból (fallout), felhő alatti kimosásból (washout), kiesőzésből (rainout), valamint reszuszenzióból tevődik össze. Mind a négy összetevőre megfelelő faktorok, tényezők határozhatók meg, amelyek felhasználásával az ülepedés a csapadék függvényében modellezhető, számítható, legalábbis nagyobb értékű kontamináció esetében. A Csernobilt közvetlenül megelőző években a négy hatást már nem lehetett szétválasztani (a faktorok értékét külön-külön megállapítani), mivel az ellenőrző vizsgálatokra, vagy monitorozásra alkalmazott mérőberendezések alsó kimutatási határa azt nem engedte meg és a meglévő koncentrációk is alacsonyak voltak. A műszerek alsó kimutatási határa körüli mérési értékek nagyfokú bizonytalansága, valamint a csapadék mintavételezés jelentős szórása miatt a sugárzó részecskék eredetére ebben az időszakban már nem lehetett egyértelmű fizikai magyarázatot találni, a kapott értékek a statisztikai zaj tartományába estek (Kolb et al., 1986).

A reszuszpenziós faktor értékei a csernobili baleset után

A rendelkezésre álló és publikált hazai adatbázis segítségével számított reszuszpenziós faktorokat a 3. ábrán adtuk meg. Közvetlenül a csernobili balesetet követő napokban, jól elkülöníthetően – az időjárás időközi változása miatt – két, szétváló szennyezési időszak alakult ki. Ezen két időszakot a folytonosan kihúzott vonalak jelzik. A 4. ábrán kiválasztott trajektóriák (850 hPa) adják meg azokat a légpályákat, amelyeken a szennyezett légtömegek az emissziós pontból területünk felé haladtak. Az első napokban egy északról délre történő, míg a következő napokban egy fordított irányítású légpálya eltolódás kö-



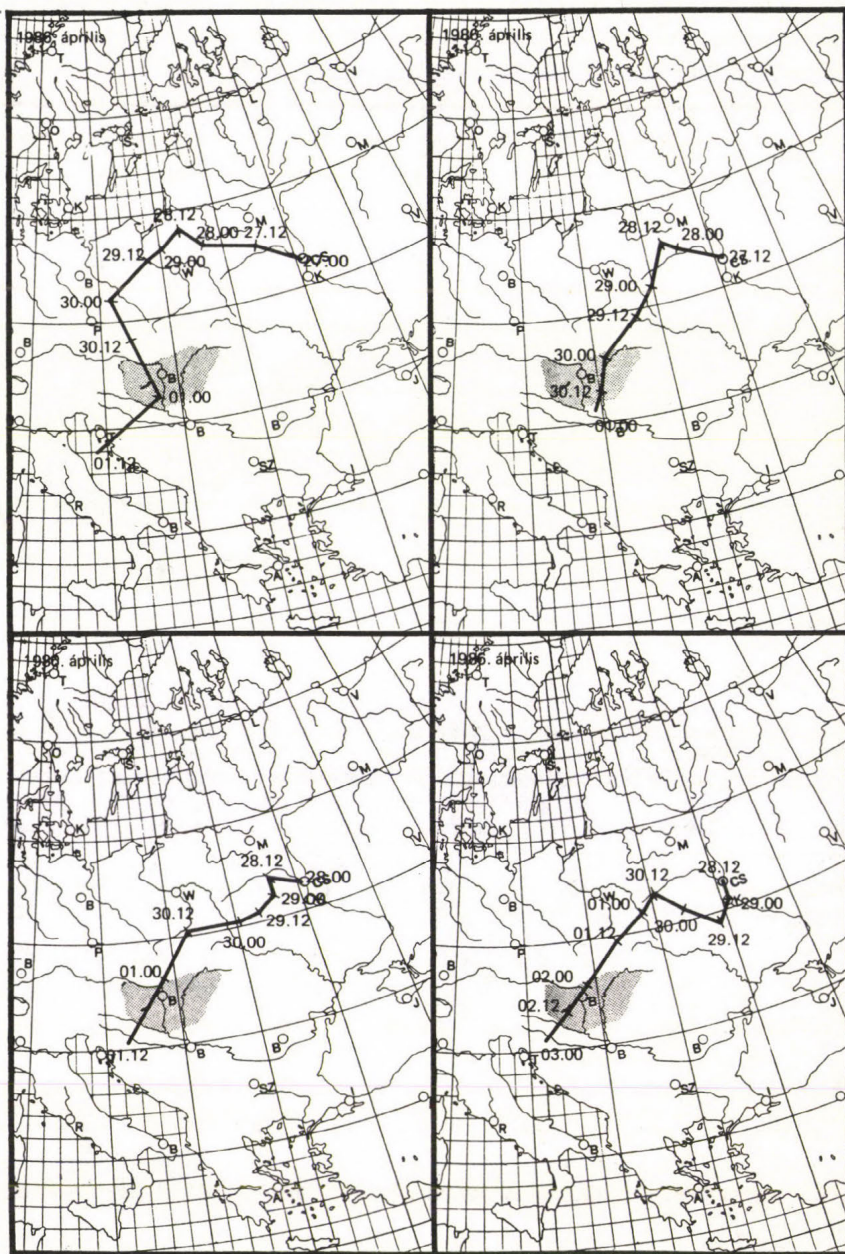
3. ábra: A reszuszpenziós faktor változása 1986. május és december között. (Folytonos vonalak a közvetlen mérésekből, a szaggatott vonal a prognosztizált értékekből számított reszuszpenziós faktor változását jelzik.)

vetkezett be, amelyet követtek a szennyezett légtömegek. Ezután május 9-10-dikével – az egész országra kiterjedő jelentős mennyiségű csapadék kíséretében – zárult a direkt kontamináció időszaka, a vezetőáramlás irányváltása miatt megszűnt az ország területének közvetlen és nagymértékű szennyezése.

A 3. ábrán augusztus végéig mért adatokból történt a reszuszpenziós faktor meghatározása, ezt követően pedig számított (prognosztizált) adatokból. Ennek megfelelően a közvetlen mérésekkel lefedhető időszak adataitól eltekintve szaggatott vonallal jeleztük az ábrán a reszuszpenziós faktor időbeli változásának vélhető tendenciáját. A balesetet közvetlenül követő szennyezés időszakában, mind pedig azt követően az ugyancsak Csernobil hatása alatt álló más – nem Kárpát-medencében lévő – mérőhelyekkel összehasonlítható nagyságrendű faktorokat kaptunk. Az esemény kezdetén, május 1-jén és 2-dikán 10^{-4} m^{-1} nagyságrendű volt a reszuszpenziós faktor maximális értéke, míg május 9-10-dikén már csak $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ értékű.

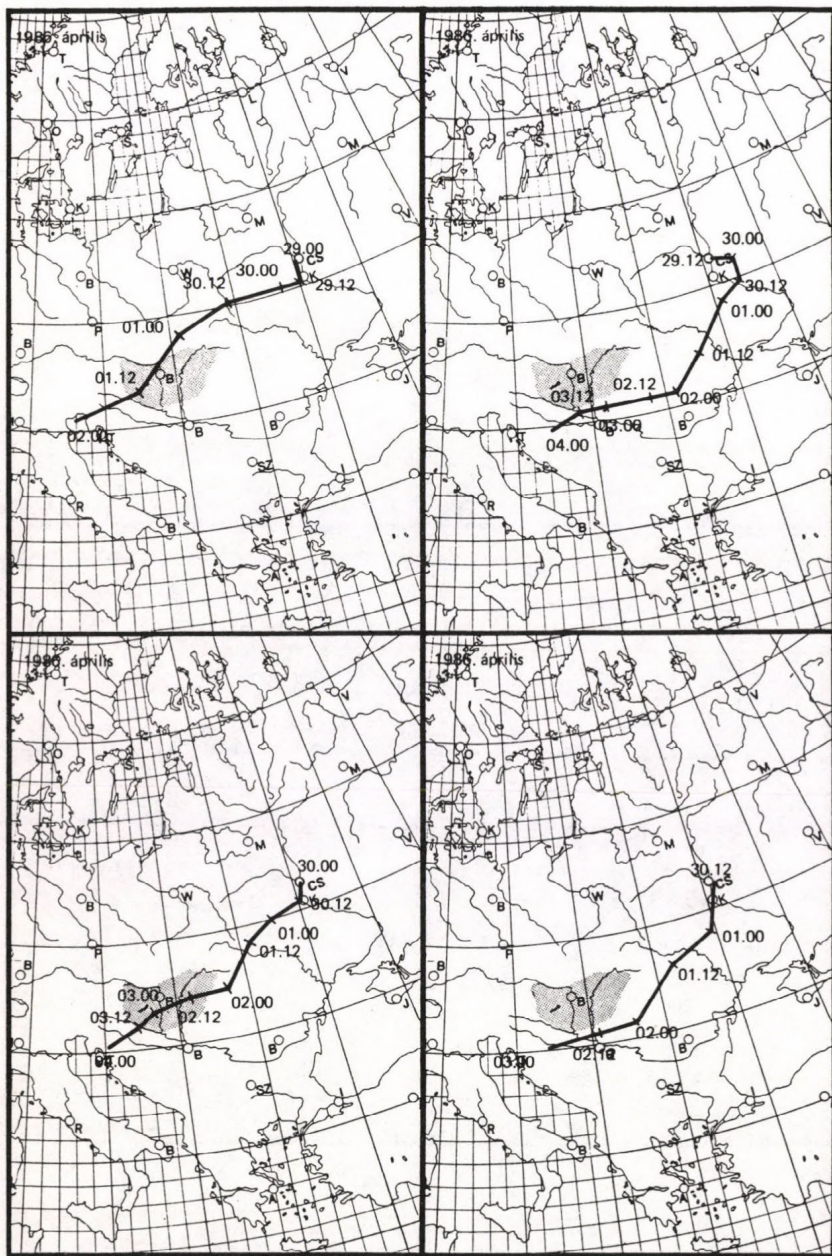
Az 1986. év végéig, tehát nyolc hónappal a baleset után is 10^{-7} m^{-1} nagyságrendű faktort tudtunk számítani. Május első dekádjában a faktor gyors változásának (csökke-

A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakaiban, a 850 hPa légnyomási szintben számolva.



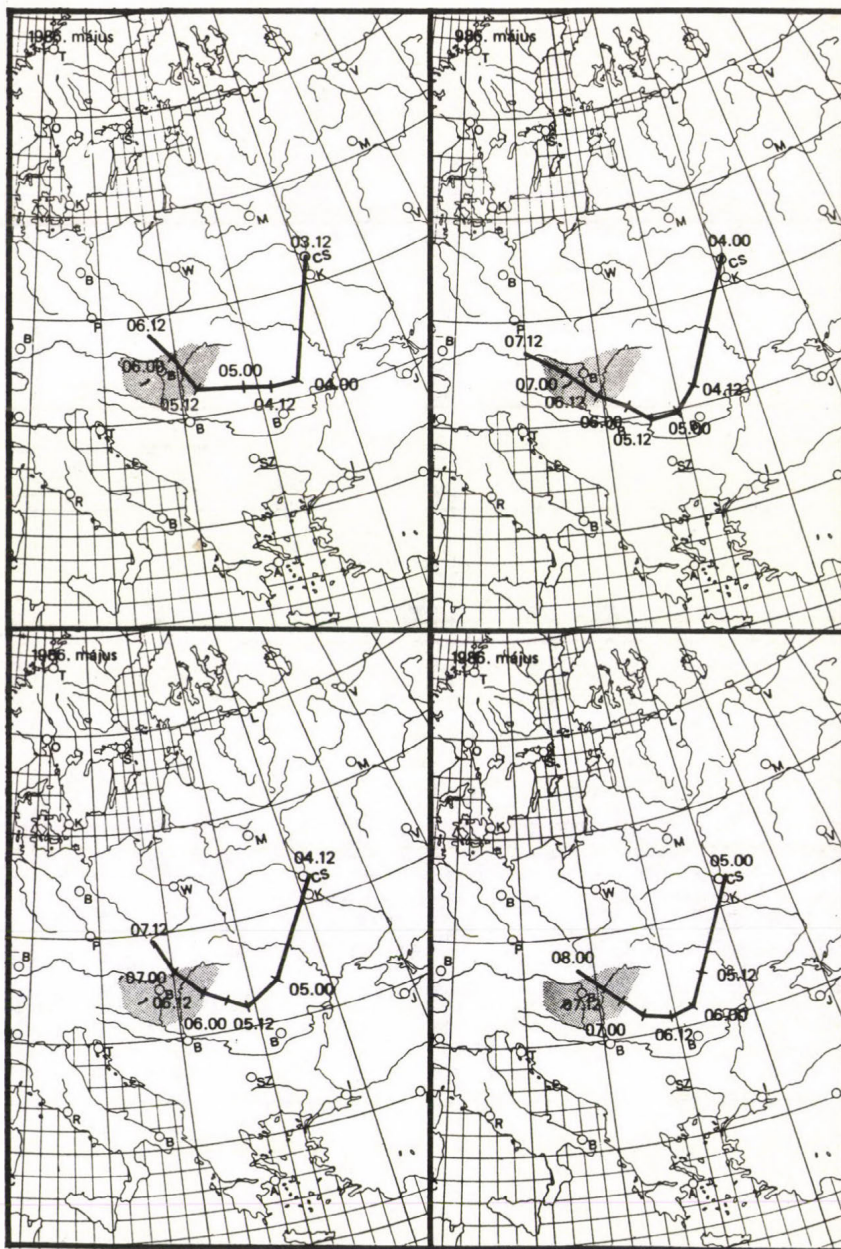
4. a. ábra.

A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakaiban, a 850 hPa légnyomási szintben számolva.



4. b. ábra.

A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakaiban, a 850 hPa légnyomási szintben számolva.



4. c. ábra.

A Csernobilból indított légpályák áthaladása a Kárpát-medence fölött a közvetlen szennyezés időszakában, a 850 hPa légnyomási szintben számolva.

nésének) oka, az IDŐJÁRÁSI NAPIJELENTÉS tanúsága szerint, az akkor a Kárpát-medencében uralkodó igen alacsony légáramlási sebességekben és a kontamináció szintjének változásaiban (trajektóriák áthelyeződése) kereshető. Az 1986-ot követő évekből nem álltak rendelkezésre azonos izotópokra vonatkozó adatpárok a levegő- és talajkoncentrációjára, így a számítást nem tudtuk folytatni. Valószínűsíthető azonban, hogy 1987/89-ben is 10^{-7} – 10^{-8} m⁻¹ tartományban maradt a faktor értéke. A baleset során kiszabadult hosszú felezési idejű izotópok kezdeti és később mért koncentrációja is ezt a feltételezést támasztja alá. A későbbiekben célszerű lenne a légköri radioaktivitást folyamatosan ellenőrző mérési programokat úgy szervezni, hogy a koncentrációk eloszlásának meteorológiai, fizikai okai jobban követhetők legyenek, főleg egy nukleáris eseményt követő időszakban.

IRODALOM

- A csernobili atomerőmű-baleset. Lehetséges okok és következmények. Országos Műszaki Információs Központ és Könyvtár, Budapest 1986.
- Btró T., Fehér I. és Szanyik B.L. (Szerk.) 1986: A csernobili atomerőmű baleset sugárzási következményei Magyarországon. Szakmai összefoglaló jelentés. Országos Atomenergia Bizottság, Budapest
- Andrási A., Beleznyay F., Deme S., Fehér I., Koblinger L., Lancsarics Gy., Láng E., Lőrinc M., Nagy Gy., Németh I., Sági L., Szabó P., Tokai G. és Zombori P., 1986: A Központi Fizikai Kutató Intézet Sugárvédelmi Főosztályának mérései a csernobili atomerőmű balesetének következtében létrejött sugárzási helyzetről (1986. április 28 - június 12.). Előzetes beszámoló. KFKI - 1986-42/K - Budapest
- Bennets, D.A. and Weston, M.J., 1989: Meteorological aspects of nuclear and chemical incidents. *Meteorological Magazine*. Vol. 118. No. 1408
- Cserhádi A., 1986: A csernobili atomerőmű üzemzavarai. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei XXIII. (XXX.)*, 6. szám.
- Daróczy S. és Dezső Z., 1986: Jelentés a csernobili reaktorbaleset kapcsán a KLTE izotóp laboratóriumában az elmúlt 7 hónapban végzett vizsgálatokról és azok eredményeiről. Kossuth Lajos Tudományegyetem, Debrecen.
- Evaluation of atmospheric dispersion models applied to the release from Chernobyl: International Meeting of the European Association for the Science of Air Pollution. Vienna, November 14-16 1988. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 1989. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik; Heft 1.
- German E., Kemenes L., Rosa G., Szabó I., Ormai P., Rónaky J., Divó F., Varjú B. és Horváth E., 1986: Sugárvédelmi mérések Pakson és környékén a csernobili atomerőmű balesete után (1986. április 28-tól). Paksi Atomerőmű Vállalat
- Hass, H., Memmesheimer, M., Geiss, H., Jakobs, H.J., Laube, M. and Ebel, A., 1990: Simulation of the Chernobyl radioactive cloud over Europe using the EURAD model. *Atmos. Environ. Vol. 24A*, 673.p.
- Kibédi T., Kiss A.Z., Somorjai E. and Uray I., 1986: Airborne activity and deposition in Debrecen caused by the Chernobyl accidental release. *ATOMKI REPORT D/3*, 175-179
- Kirsti, J., 1990: Precipitation scavenging of radioactive substances released from the Chernobyl power plant. Report University of Helsinki
- Kolb, H., Mahringer, G., Seibert, P., Sobischka, W., Steinhäuser, P. und Zwatz, V., 1986: Discussion meteorologischer Aspekte der radioaktiven Belastung in Österreich durch den Reaktorunfall in Tschernobyl. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Heft 69. Wien
- Mészáros E. és Simon A. 1967a: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás* 71. 86.
- Mészáros E. and Simon A., 1967b: Determination of the Washout Coefficient of Artificial Radioactive Particles. *Időjárás* 77. 158.
- Péczely Gy., 1979: Éghajlattan, Tankönyvkiadó, Budapest
- Persson, Ch., Rodha, H. and DeGeer, E. L., 1986: The Chernobyl Accident. A meteorological analysis of how radionuclides reached Sweden. Swedish Meteorological and Hydrological Institute SMHI Nr. 55, 49 p.
- Raes, F., Graziani, G., Stanners, D., and Girardi, F., 1990.: Radioactivity measurements in air over

- Europe after the Chernobyl accident. *Atmos. Environ.* Vol. 24A, 909.p.
- Report of a consultation 6 May 1986 (Provisional), World Health Organisation Regional Office for Europe
- Savolainen, A.L., Hopeakoski, T., Kilpinen, J., Kukkonen, P., Kulmala, A. and Valkama, I., 1986: Dispersion of radioactive releases following the Chernobyl nuclear power plant accident. (Interim report) Finnish Meteorological Institute, Helsinki
- Simon A., 1975: A levegőkörnyezet mesterséges eredetű radioaktivitása Magyarországon. *Időjárás* 79., 350.
- Simon A., 1986: Meteorológiai feladatok a csernobili atomerőművi baleset hazai hatásainak figyelembevételénél. *Időjárás* 90., 254.
- Simon A., Ambrózy P., Faragó T., Sándor V., Galóczi I., Kapovits A., Katkó B., Mészáros E., Molnár K., Nagy Á., Ráduly M., Szabó K., Szalma J., Török L., Varga M. és Weingartner F., 1986: A csernobili atomerőmű balesetével kapcsolatos légköri radioaktivitás- és meteorológiai mérések előzetes eredményei. Meteorológiai Tanulmányok No.60., Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest
- Szepesi D., Popovics M. és Gyenes L., 1987: A csernobili reaktorbaleset sugárszennyezésének levegőkörnyezeti vonatkozásai Európában és Magyarországon. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei XXIV. (XXXI.),* 23-32.
- Sztanyik B. L., Kanyár B., Köteles Gy., Nikil I. és Stur D., 1987: A csernobili reaktorbaleset sugár-egészségügyi kihatásai hazánk lakosságára. Országos „Frédéric Joliot-Curie” Sugárbiológiai és Sugáregészségügyi Kutató Intézet, Budapest
- Tvetan, U., 1990.: Environmental consequences of releases from nuclear accidents. A nordic perspective. Institute for Energy Technology Kjeller, Norway. Nordic liaison committee for atomic energy. Final Report of the NKA Project AKTU-2000 March 1990.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan - Feb 1991. Budapest

Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei II.

MATYASOVSZKY ISTVÁN

*ELTE Meteorológiai Tanszék
H-1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*

Az idősorok spektrális elemzéséről szóló dolgozatunk első részében (Matyasovszky, 1990) áttekintettük a spektrális sűrűségfüggvény becslésének kérdéseit, majd a diszkrét periódusok tesztelésével foglalkoztunk. A hagyományos periodogram-elemzés mellett annak továbbfejlesztett változatát is bemutattuk (módosított periodogram-elemzés). Ezen eljárások komoly hiányossága azonban, hogy elvileg csak olyan idősorra alkalmazhatók, mely tisztán diszkrét spektrummal rendelkezik. A továbbiakban ezért először a periodogram-elemzés olyan változatát tárgyaljuk, amely kevert spektrum esetére vonatkozik. Ezután az utóbbi időben igen népszerűvé vált maximum entrópia spektrálanalízis módszerét foglaljuk össze. Az elméleti áttekintést Priestley módszerével zárjuk. Ezt követően a különböző módszereket összehasonlítjuk a közép-angliai havi középhőmérsékleti idősoron elvégzett vizsgálat segítségével. Cikkünkben a jelöléseket általában nem magyarázzuk, azok megegyeznek az előző rész megfelelő szimbólumaival.

1. Csoportosított periodogram-elemzés

Legyen $X_t = Y_t + Z_t$, $t = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ stacionárius sztochasztikus folyamat, ahol Y_t diszkrét spektrumú stacionárius folyamat $\omega_1, \dots, \omega_k$ frekvenciákkal, míg Z_t stacionárius folyamat $f(\omega)$ spektrális sűrűségfüggvénnyel, továbbá Y_t és Z_t korrelálatlanok.

Mivel $X_t \equiv Z_t$ esetén hosszú idősorra jó közelítéssel $E[I(\omega)] = f(\omega)$, vagyis a periodogram $f(\omega)$ körül ingadozik, eleve nagyobb periodogram érték lép fel ott, ahol $f(\omega)$ nagyobb. A meteorológiai idősorokat általában vöröszaj jellemzi (a kis frekvenciák felé nő $f(\omega)$), ezért e probléma elsősorban a hosszú periódusok detektálásakor jelent nehézséget.

A csoportosított periodogram-elemzés lényege a következő: Osszuk fel a $[0, \pi]$ intervallumot π/L hosszúságú szakaszokra, majd tegyük fel, hogy ezeken a részintervallumokon $f(\omega)$ szakaszonként konstans. Ekkor az $I(\lambda_1), \dots, I(\lambda_l); I(\lambda_{l+1}), \dots, I(\lambda_{2l}); \dots; \dots, I(\lambda_L)$ periodogram-csoportok külön-külön úgy vizsgálhatók, mint egy fehérzaj periodogramja, hiszen a p -edik csoportra vonatkozó

$$\frac{\max_{1 \leq j \leq l} \{ I(\lambda_{(p-1)l+j}) \}}{\sum_{j=1}^l I(\lambda_{(p-1)l+j})}$$

próbat statisztika $X_t \equiv Z_t$ esetén l szabadságfokú Fisher-eloszlást követ.

A valóságban $f(\omega)$ persze nem szakaszonként konstans függvény, ám ha l/L kicsi, akkor közelítőleg annak tekinthető. Megjegyezzük, hogy ha fehérzaj esetén a hagyományos periodogram-elemzést $1-\alpha$ szignifikanciaszint mellett kívánnánk elvégezni, akkor a csoportokra vonatkozó tesztet $1-\alpha'$, $\alpha' = 1 - (1-\alpha)^{1/l} \approx \alpha l/L$ szint választással kell realizálni.

2. Maximum entrópia spektrálanalízis

A maximum entrópia spektrálanalízis az eddigiektől lényegesen eltérő elvből indul ki. Legyen $X_t \equiv Z_t$ Gauss-folyamat. Megmutatható, hogy az $x_1, \dots, x_N$ idősor $H(x_1, \dots, x_N)$ entrópiája segítségével értelmezett

$$h = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{H(x_1, \dots, x_N)}{N}$$

átlagos entrópia az

$$\int_{-\pi}^{\pi} \ln[f(\omega)] d\omega$$

integrállal arányos. Célszerű ezért a spektrális sűrűségfüggvényt úgy megválasztani, hogy az átlagos entrópia maximális legyen. Hogy ne végtelen adódjék előírjuk, hogy $f(\omega)$ összhangban álljék az első p becslült autokovarianciával, vagyis:

$$\hat{B}(k) = \int_{-\pi}^{\pi} \hat{f}(\omega) e^{ik\omega} d\omega, \quad k = 0, \pm 1, \dots, \pm p. \quad (1)$$

Az entrópia (1) figyelembevételével történő maximalizálása azt jelenti, hogy a rendelkezésünkre álló idősortól elvárjuk, hogy maximális információtartalommal rendelkezzen. Belátható (Priestley, 1981), hogy a spektrális sűrűségfüggvény becslése ekkor az

$$\hat{f}(\omega) = \frac{\hat{\sigma}_e^2 / 2\pi}{\left| 1 - \sum_{k=1}^p \Phi_k \exp(-ik\omega) \right|^2} \quad (2)$$

alakban adható meg, ahol $\Phi_1, \dots, \Phi_p, \hat{\sigma}_e^2$ úgy nyerhető, hogy az X_t folyamatot egy

$$X_t = \Phi_1 X_{t-1} + \dots + \Phi_p X_{t-p} + e_t$$

p -edrendű autoregresszív folyamatnak tekintjük, majd az idősor alapján becslést adunk a $\Phi_1, \dots, \Phi_p$ paraméterekre és az $e_t = X_t - (\Phi_1 X_{t-1} + \dots + \Phi_p X_{t-p})$ hibatag szórásnégyzetére, s ezeket írjuk (2)-be.

Az autoregresszív folyamatok becsléséről számos helyen olvashatunk, például Box és Jenkins (1971), Priestley (1981), illetőleg Tusnady és Ziermann (1986).

Viszonylag régóta tudjuk (Mann és Wald, 1943), hogy ha az $x_1, \dots, x_N$ idősor valóban egy ismert rendű autoregresszív folyamat realizációja, akkor (2) a spektrum konzisztens becslése. A p értékét azonban nem ismerjük, csak becsülni tudjuk. Ezzel kapcsolatban csupán utalunk az Akaike (1969, 1970) által javasolt FPE (final prediction error) és az Akaike (1974) nevét viselő AIC (Akaike's information criterion) kritériumra. Megjegyezzük, hogy FPE és AIC némileg felülbecsüli p tényleges értékét, így inkább a konzisztens becslést nyújtó Schwarz (1978)-féle BIC (Bayesian information criterion) kritérium használatát javasoljuk.

A fentiekén kívül még számos egyéb módszer ismeretes, melyek azonban a gyakorlatban kevésbé terjedtek el.

A tapasztalatok azt mutatják, hogy az említett eljárások általában kis p -t szolgáltatnak, ezért a (2) segítségével nyert görbe gyakran túlságosan sima, s így a tényleges spektrumnak csak az alapvető vonásait képes tükrözni. Ez főképp rövid idősorok esetén figyelhető meg. Ennek nyilván az az oka, hogy a valóságos folyamatok nem pontosan autoregresszív folyamatok, de egyre növekvő fokszámú autoregresszív folyamat egyre pontosabban közelíti a valóságot. Berk (1974) kimutatta, hogy $N \rightarrow \infty, p \rightarrow \infty, p^3/N \rightarrow 0$ esetén a maximum entrópia módszer konzisztens becslést ad, sőt (2) aszimptotikusan normális eloszlású $f(\omega)$ várható értékkel és $\delta(\omega)$ szórással, ahol

$$\delta^2(\omega) = \begin{cases} \frac{2f^2(\omega)}{p}, & \omega \neq 0, \pm\pi, \\ \frac{4f^2(\omega)}{p}, & \omega = 0, \pm\pi, \end{cases}$$

továbbá tetszőleges $\omega_1 \neq \pm \omega_2$ mellett $\hat{f}(\omega_1)$ és $\hat{f}(\omega_2)$ korrelálatlan. (Megemlítjük, hogy a trunkált periodogram szórásnégyzete $p=M$ helyettesítéssel megegyezik (3)-mal.)

Adott idősor birtokában természetesen meg kell adni p értékét, ám erre semmilyen megalapozott módszer nem ismeretes. Általában $p=N/k$ használatos, ahol $k=5-10$, sőt $p=N/3, N/2$. Azért hasznos ilyen nagy p -vel dolgozni, mert ekkor jut érvényre a maximum entrópia erénye: a nagy frekvencia szerinti felbontás.

Mint láttuk, a periodogram nem nagyon közeli elemei korrelálatlanok, de a simítás összefésüli a periodogram elemeket, ezért a korrelálatlanság leromlik. Általában a kb. $|\omega_1 - \omega_2| > 2\pi/M$ pontokra teljesül $\hat{f}(\omega_1)$, $\hat{f}(\omega_2)$ korrelálatlansága, tehát $2\pi/M$ hosszúságú szakaszonként kapunk „önálló információt” a spektrumra, így a módszer adta felbontás $2\pi/M$.

A maximum entrópia becslés jóval nagyobb felbontást tesz lehetővé. Ennek azonban az az ára, hogy $\hat{f}(\omega)$ nagy szórással bír. Így pl. $p=N/2$ esetén a szórás éppen $f(\omega)$, s ez azt jelenti, hogy $\hat{f}(\omega)$ olyan megbízhatatlan becslés, mint $I(\omega)$. (Itt nem árt hangsúlyozni, hogy az aszimptotikus formulák véges adatsorra való alkalmazásával óvatosan kell bánni. A mi esetünkben (3) is aszimptotikusan igaz, ezért közelítőleg igaz csak nagy N és $p^3/N \sim 0$ esetén lehet. A $p=N/2$ melletti alkalmazása tehát hibás következtetésre vezethet, s erre figyelmeztet a trunkált periodogram is. Annak szórásnégyzete a rá vonatkozó aszimptotikus formula szerint $M=N/2$ mellett egyezik meg a periodogram szórásnégyzetével, holt a trunkált periodogram $M=N$ esetén lesz maga a periodogram.)

Végül térjünk vissza az $X_t=Y_t+Z_t$ alakra. A maximum entrópia spektrálanalízis legkomolyabb hiányossága az, hogy valójában nem létezik semmilyen megbízható eljárás annak eldöntésére, hogy az $\hat{f}(\omega)$ -ban esetleg jelentkező csúcsok valóban diszkrét periódusok jelenlétének köszönhetőek-e vagy sem. Úgyszintén nem becsülhetők az amplitúdók.

Ezek alapján úgy véljük, hogy az ezzel a módszerrel nyert eredményeket erős kritikával kell fogadni. Ugyanakkor az utóbbi időben egyre jobban terjednek alkalmazásai, s bizonyos jelek arra utalnak, hogy a közeljövőben jelentős előrelépés történhet a módszer-fejlesztés terén is (Newton és Pagano, 1984).

3. Priestley módszere

Az alábbiakban bemutatásra kerülő eljárás ismét a periodogramból indul ki, de egy igen ötletes módosítással. Priestley (1962a, 1962b, 1964) a 60-as évek elején dolgozta ki módszerét, ám az elmúlt évek során ez a meteorológiai irodalomban nem vált ismertté.

3.1. Diszkrét periódusok tesztelése

Az X_t folyamat autokovariancia-függvényére könnyen megmutatható, hogy $B(k)=B_y(k)+B_z(k)$. Ahhoz, hogy $f(\omega)$ minden pontban létezzék az szükséges, hogy $B_z(k)$ eléggyorsan csökkenjen zérushoz, s ebből kellően nagy m -re $B(k) \sim B_y(k)$, $|k| > m$ adódik. Célszerű ezért egy, az $I(\omega)$ periodogramhoz hasonló

$$P(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{n > |k| \geq m} \hat{B}(k) e^{-ik\omega}, \quad -\pi \leq \omega \leq \pi \quad (4)$$

statisztikát definiálni, ahol $m < n \leq N$. Nyilvánvaló, hogy ha $X_t \equiv Z_t$, akkor $P(\omega)$ zérus körüli, ellenkező esetben $n-m$ nagyságrendű értékkel rendelkezik. Vegyük észre, hogy (4) voltaképpen az $M=n$ és $M=m$ melletti trunkált periodogramok különbsége, s ahogy a trunkált periodogram a spektrum becslésének egy speciális alakja, úgy érdemes (4)-et is csupán egy lehetséges esetnek tekinteni. Vizsgáljuk ezért a

$$P(\omega) = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} (v_{1n}(k) - v_{2m}(k)) \hat{B}(k)$$

általános formát, ahol

$$v_{1n}(k) = w_{1n}(k) e^{-ik\omega}, \quad v_{2m}(k) = w_{2m}(k) e^{-ik\omega}$$

és w_{1n}, w_{2m} tulajdonságai lényegében megegyeznek a kovariancia-ablak tulajdonságaival (Priestley, 1962a).

Ha $X_t \equiv Z_t$ és $N \rightarrow \infty$, $n \rightarrow \infty$, $m \rightarrow \infty$, akkor

$$E[P(\omega)] = 0,$$

$$D^2[P(\omega)] = \frac{V_{nm}}{N} f^2(\omega), \quad \omega \neq 0, \pm\pi,$$

$$V_{nm} = 2 \sum_{k=-(N-1)}^{N-1} (v_{1n}(k) - v_{2m}(k))^2,$$

továbbá igen általános feltételek mellett $P(\omega)$ aszimptotikusan normális elosztású és $\omega_1 \neq \pm \omega_2$ esetén $P(\omega_1)$ és $P(\omega_2)$ kovarianciája zérushoz tart. V_{nm} nagy n, m esetén gyakorlatilag nem függ ω -tól, konstansnak tekinthető.

Fentiek ismeretében a hipotézisvizsgálat a következőképpen származtatható. Jelölje $Lm'/2$ egész részét és legyen m' olyan, hogy $m'/m \rightarrow 0$. A $\lambda_j = 2\pi j/m'$, $j = 1, \dots, L$ pontok segítségével képezzük a

$$J_q = \left(\frac{N}{m'V_{nm}} \right)^{1/2} \sum_{j=1}^q P(\lambda_j), \quad q = 1, \dots, L$$

változókat. A $P(\lambda_j)$ elemek korrelálatlansága alapján belátható, hogy jó közelítéssel

$$\begin{aligned} E[J_q] &= 0, \quad q = 1, \dots, L, \\ \text{kov}[J_q, J_r] &= \frac{1}{2\pi} G(h) = \frac{1}{2\pi} \int_0^\pi f^2(\omega) d\omega, \\ h &= \min \{ \lambda_q, \lambda_r \}, \quad q, r = 1, \dots, L \end{aligned} \quad (5)$$

írható. Az (5) tulajdonságokkal rendelkező változók sorozata (figyelembe véve $P(\omega)$ normalitását) $N \rightarrow \infty$ mellett a Brown-mozgás matematikai modelljével azonosítható. Az ennek maximumára vonatkozó tétel (Karlin és Taylor, 1985) alapján

$$P\left(\max_{0 < q \leq L} \{K_q\} \leq \beta\right) = 2\Phi(\beta) - 1 \quad (6)$$

nyerhető, ahol $\Phi(x)$ a standard normális eloszlás eloszlásfüggvénye és

$$K_q = \frac{J_q}{(G(\pi)/2\pi)^{1/2}}.$$

Az $X_t \equiv Z_t$ nullhipotézis esetén tehát K_q maximuma (6) eloszlást követ, ellenben ha $X_t = Y_t + Z_t$ és λ_q közel van Y_t valamelyik frekvenciájához, akkor $J_q \sqrt{Nn/m}$ nagyságrendű és nem érvényes (6).

A gyakorlatban $G(\pi)$ megadása nem egyszerű feladat. A Priestley (1962) által bevezetett közelítés tapasztalataink szerint erősen túlbecsüli az értékét s ez lecsökkenti a módszer hatékonyságát. Az alkalmazás során egy igen heurisztikus, de lényegesen pontosabb számítást javasolunk. A (4)-ben szereplő n és m megválasztása általában nem jelent gondot. Lényeges, hogy m viszonylag nagy legyen, de jóval kisebb mint n . Ha w_{1n} skálaparaméter ablak, akkor nem szükséges az $m' \ll m$ reláció, elegendő az $m' = m$.

A próba végrehajtása során először megadjuk β értékét, amely pl. az $1 - \alpha = 90, 95, 99$ %-os szignifikanciaszintek mellett rendre 1,64; 1,96; 2,58. Az $x_1, \dots, x_n$ idősorból előállítjuk a $J_q, q=1, \dots, L$ változókat, majd megvizsgáljuk, hogy

$$\max_{0 < q \leq L} \{K_q\}$$

értéke nagyobb-e β -nál. Ha nem, akkor nem találtunk diszkrét összetevőket. Ha igen, akkor az a λ_r , amelyre $K_r > \beta$, létező frekvenciának tekinthető és:

$$\hat{\omega} = \lambda_r, \quad \hat{A}^2 = \frac{8\pi}{d_{nm}} P(\lambda_r)$$

ahol d_{nm} v_{1n} -től és v_{2m} -től függő konstans. Ezután a $B(k) - 1/2 \hat{A}^2 \cos(k\hat{\omega})$ korrigált autokovarianciákkal ismét elvégezzük a vizsgálatot. Mindezt, az aktuális autokovarianciákat újból és újból korrigálva, addig végezzük, amíg szignifikáns periódust találunk. A V_{nm} és d_{nm} konstansokat néhány skálaparaméter ablakra az 1. táblázatban közöljük. Itt nem árt hangsúlyozni azt, hogy a táblázat csak $n \ll N$ mellett érvényes, $n \sim N$ esetén bonyolultabb a helyzet (Priestley, 1981).

Mivel $m \ll N$, a $\lambda_j = 2\pi j/m'$ felosztás elég ritka, így az osztáspontok között könnyen megbújhatnak valódi frekvenciák. Igen hasznos tehát több változatban, a $\lambda_j = 2\pi(j-a)/m'$, $0 \leq a < 1$ frekvenciákkal elvégezni a vizsgálatot. Az egyes próbák ek-

kor persze már nem lesznek statisztikailag függetlenek, s ez azt eredményezheti, hogy a ténylegesnél több frekvenciát találunk szignifikánsnak. Ilyenkor a szignifikánsnak vélt frekvenciák környékét gondosan végig kell pásztázni és meggyőződni arról, hogy azok valóban mind önállóak-e.

1. TÁBLÁZAT

$v_{n,m}$ és $d_{n,m}$ a trunkált periodogram ablak (tr.) és a Bartlett-ablak (B.) esetén

$w_{1,n}$	$w_{2,m}$	$v_{n,m}$	$d_{n,m}$
tr.	tr.	$2n - 2m$	$2n - 2m$
tr.	B.	$2n - \frac{4}{3}m$	$2n - m$
B.	tr.	$\frac{2}{3}n - 2m + 2\frac{m^2}{n}$	$n - 2m$
B.	B.	$\frac{2}{3}n - \frac{4}{3}m + \frac{2m^2}{3n}$	$n - m$

A Priestley-módszer egyik nagy előnye, hogy viszonylag igen pontosan tudja figyelembe venni $f(\omega)$ viselkedését (lényegesen jobb felbontással, mint a csoportosított periodogram teszt). A másik nagy pozitívum az amplitúdók becslési pontossága. Emlékeztetünk rá, hogy ha λ_i egybeesik Y_i valamelyik frekvenciájával, akkor

$$E[I(\lambda_j)] = \frac{N}{8\pi} A_j^2 + f(\omega),$$

amelyben ha A_j nagy, a második tag elhanyagolható és a periodogram-elemzésnél látott

$$\hat{A}_j^2 = \frac{8\pi}{N} I(\lambda_j) \quad (7)$$

becslés elég pontos, hiszen a $8\pi f(\lambda_j)/N$ torzítás $1/N$ nagyságrendű. Ha azonban A_j kicsi, a második tag megközelíti, sőt akár meg is haladhatja az elsőt és a (7) becslés teljesen megbízhatatlanná válik. Jó példa az előbbi esetre a meteorológiai elemek viselkedésében mutatkozó éves, míg az utóbbira a 11 és 22 év körüli periódus.

Priestley módszere jóval nagyobb pontosságot biztosít: A_j^2 torzítása - w_{1n} , w_{2m} választásától függően - legfeljebb $1/nm$ nagyságrendű, de pl. Tukey-ablakok esetén csupán $1/nm^2$.

3.2. A spektrális sűrűségfüggvény becslése diszkrét spektrum jelenlétében

Diszkrét spektrum jelenlétében célszerű úgy eljárni, hogy a $\hat{B}(k)$ autokovariancia-függvényből a szignifikánsnak tekintett amplitúdók $1/2 A^2 \cos(k\hat{\omega})$ hozzájárulását levonjuk, s az így korrigált autokovarianciákkal számolunk a *Matyasovszky* (1990) 2. pontjának megfelelően. E becslés konzisztenciáját *Priestley* (1964) cikke tárgyalja.

Ugyanitt egy érdekes „direkt” módszerrel is megismerkedhetünk. Jelölje ω_j az $\omega_1, \dots, \omega_k$ frekvenciák valamelyikét és tekintsünk olyan $W_{1n}(\Theta)$, $W_{2m}(\Theta)$ spektrális ablakokat, amelyek teljesítik azt a feltételt, hogy minden $|\omega_j \pm \Theta| \leq \pi/n$ esetén

$$W_{2m}(\Theta) - cW_{1n}(\Theta) = 0, \quad (8)$$

ahol

$$c = W_{2m}(\omega_j) / W_{1n}(\omega_j), \quad m < n.$$

Képezzük

$$\begin{aligned} \hat{f}_1(\omega) &= \int_{-\pi}^{\pi} I(\Theta) W_{1n}(\omega - \Theta) d\Theta, \\ \hat{f}_2(\omega) &= \int_{-\pi}^{\pi} I(\Theta) W_{2m}(\omega - \Theta) d\Theta \end{aligned}$$

segítségével az

$$\hat{f}(\omega) = \begin{cases} \hat{f}_1(\omega) & , |\omega - \omega_j| > \pi/n, \\ (\hat{f}_2(\omega) - c\hat{f}_1(\omega)) / (1 - c) & , |\omega - \omega_j| \leq \pi/n \end{cases} \quad (9)$$

kifejezést. Ekkor $n \rightarrow \infty$, $N/n \rightarrow \infty$, $m \rightarrow \infty$, $m < n$ mellett $\hat{f}(\omega)$ a spektrális sűrűségfüggvény konzisztens becslése minden ω -ra. A bizonyítás megtalálható *Priestley* (1964) cikkében.

A (8) egyenletnek nyilván eleget tesz

$$W_{1n}(\Theta) = \begin{cases} \frac{n}{2\pi}, & |\Theta| \leq \pi/n, \\ 0, & |\Theta| > \pi/n, \end{cases} \quad (10)$$

$$W_{2m}(\Theta) = \begin{cases} \frac{m}{2\pi}, & |\Theta| \leq \pi/m, \\ 0, & |\Theta| > \pi/m, \end{cases} \quad (11)$$

vagyis az n és m skálaparaméterű Daniell-ablak.

$$D^2[\hat{f}(\omega)] = \begin{cases} \frac{n}{N} f^2(\omega), & |\omega - \omega_j| > \pi/n \\ \frac{mn}{(n-m)N} f^2(\omega), & |\omega - \omega_j| \leq \pi/n \end{cases} \quad (10)$$

nyerhető. Mivel $\hat{f}_1(\omega)$ és $(\hat{f}_2(\omega) - c\hat{f}_1(\omega))/(1-c)$ szórása különböző, $\hat{f}(\omega)$ szórása az $\omega_j \pm \pi/n$ pontokban ugrást szenved. Ezt elkerülendő célszerű az $n=2m$ választással élni, amikor (10) és (11) megegyezik.

4. Alkalmazás

A bemutatott eljárásokat a közép-angliai havi középhőmérsékleti idősor (1659-1987) elemzésével szemléltetjük. Az adatsort *Manley* (1974) az 1659-1973 évekre közölte, melyet *Jones* (1987) 1986-ig terjesztett ki. Az 1987-es év személyes közlés alapján áll rendelkezésünkre.

Az 1659-1973 időszakot természetesen sokrétűen tanulmányozták, így spektrális tulajdonságait is. *Shapiro* (1975) a periodogram elemzésével az éves és féléves perióduson kívül csupán egy gyenge 25,5 hónapos hullámot mutatott ki. *Bain* (1976) a maximum entrópia módszerrel részletesebb vizsgálat alá vette a hosszú periódusokat. Ennek eredményeként 15 éves, 23,6 éves és 105 éves ciklusok jelenlétére mutatott rá.

Az 1659-1987 időszak elemzését az alábbiakban tárgyaljuk.

4.1. Diszkrét periódusok tesztelése

A diszkrét periódusok tesztelését először a periodogram-elemzés (pe) és a módosított periodogram-elemzés (mpe), továbbá - tíz csoport kialakításával - ezek csoportosított változatával (cspe, csmpe) végeztük el. Az eredményeket a 2. táblázatban foglaljuk össze, ahol a *, **, ***, **** szimbólum rendre a 90, 95, 99, 99,9 %-os szinten szignifikáns periódusokat jelöli. Látható, hogy pe és mpe között nincs lényeges különbség (pe valamivel szigorúbban szelektálja a periodogram elemeket), de - ahogy várható is - csoportosított változatuk számottevően csökkenti a szignifikáns periódusok számát. Az éves és a féléves meneten kívül biztonsággal csak a 109,7 éves periódus léte valószínűsíthető.

2. TÁBLÁZAT

Szignifikáns periódusok a periodogramon alapuló módszerek szerint

Periódusidő		pe	mpe	cspc	csmpe
hónap	év				
12	1	****	****	****	****
6	0,5	****	****	****	****
1316	109,7	****	****	****	****
1974	164,5	****	****	*	*
282	23,5	****	****	**	*
179,5	15	**	***		
3948	329		*		

A Priestley-féle $P(\lambda)$ -tesztrel kapcsolatban először $G(\pi)$ meghatározásáról szólnunk. Mivel

$$G(\pi) = \int_0^\pi f^2(\omega) d\omega = \frac{1}{4\pi} \sum_{k=-\infty}^{\infty} B_z^2(k)$$

célszerű $B_z(k)$ helyett a becslt autokovarianciákat szerepeltetni és a

$$\hat{G}(\pi) = \frac{1}{4\pi} \sum_{k=-u}^u \hat{B}_z^2(k) \quad (12)$$

becsléssel élni. A kérdés az, hogy hány $\hat{B}_z(k)$ vegyen részt $\hat{G}(\pi)$ -ben, vagyis mi legyen u értéke. Mivel nagy u -ra $B_z(k) \sim 0$, $|k| > u$, ezért u úgy választható, hogy

$$\hat{B}_z^2(k) \leq D^2 [\hat{B}_z(k)], \quad |k| > u. \quad (13)$$

Ilyenkor ugyanis $|k| > u$ esetén $\hat{B}_z(k)$ négyzetes hibaátlagban való legjobb becslése $B(k) = 0$. ($B_z(k)$ szórásnégyzetére vonatkozó formulát Priestley (1981) adta meg.

A meteorológiai gyakorlatban az éves és a féléves meneten kívüli esetleges periódusok kis amplitúdóval rendelkeznek, ezért $B_z(k)$ helyett (12)-ben

$$\hat{B}(k) = \frac{1}{2} (\hat{A}_1^2 \cos(\omega_1 k) + \hat{A}_2^2 \cos(\omega_2 k))$$

írható, ahol ω_1 az éves, ω_2 a féléves frekvencia, és A_1, A_2 a hozzájuk tartozó amplitúdó. Néhány szimulációs kísérlet azt mutatja, hogy így módon elég pontosan becsülhető $G(\pi)$.

A vizsgálat során $G(\pi) = 0,4$ adódott, és a

$$w_{1n}(k) = \begin{cases} 1, & |k| < n, \\ 0, & |k| \geq n, \end{cases} \quad w_{2m}(k) = \begin{cases} 1 - |k|/m, & |k| < m, \\ 0, & |k| \geq m \end{cases}$$

3. TÁBLÁZAT

A $P(\lambda)$ -teszt és a periodogram-elemzés összehasonlítása

Periódusidő (év)		Szignifikancia szint		Amplitúdó (°C)	
$P(\lambda)$	pe	$P(\lambda)$	pe	$P(\lambda)$	pe
1	1	****	****	6,45	6,45
0,5	0,5	****	****	0,55	0,55
108,1	109,7	**	****	0,21	0,23
184,2	164,5	**	****	0,19	0,19
23,7	23,5	*	****	0,15	0,18

kovariancia-ablakokat használtuk $n=N=3948$ és $m=120$ mellett. Ekkor:

$$V_{nm} = N - m\left(1 - \frac{m}{3N}\right), \quad d_{nm} = N - \frac{4}{3}m.$$

Az eredményeket és a periodogram-elemzéssel való összehasonlítást a 3. táblázatban tüntetjük fel.

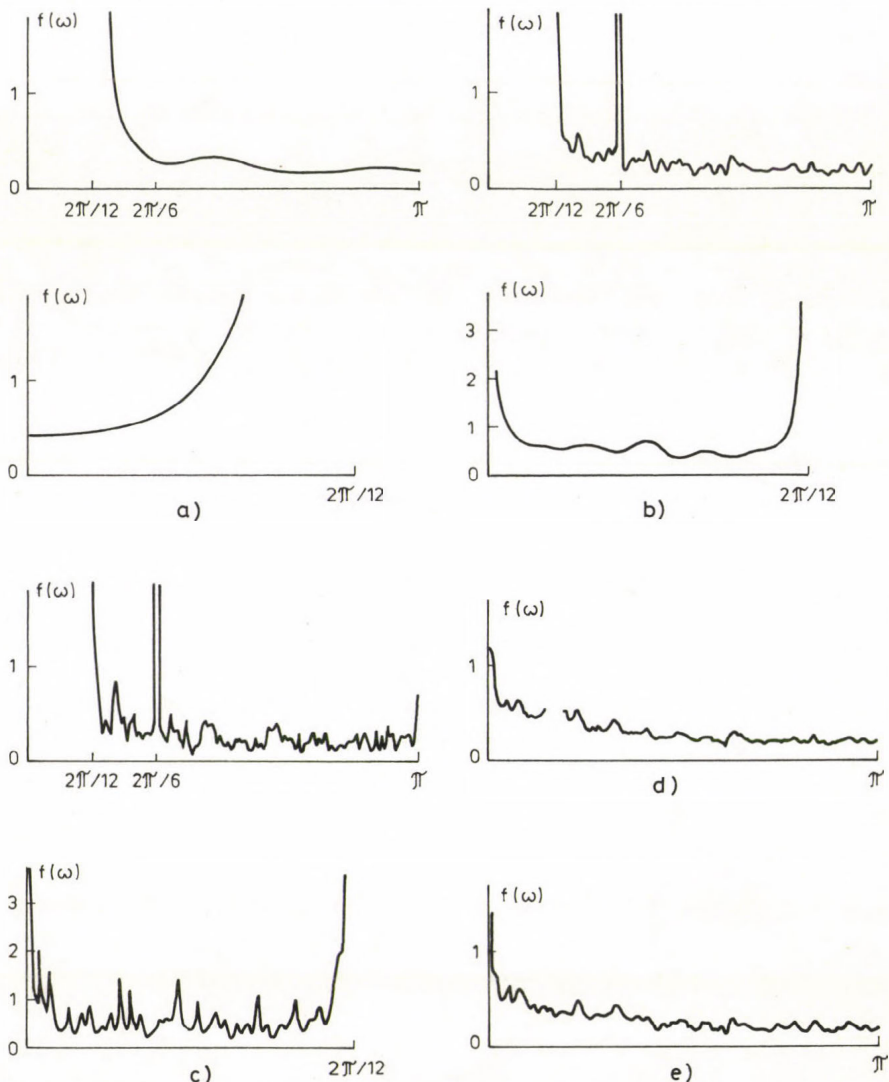
Mint az 1. fejezetben láttuk, a periodogram-elemzés szisztematikusan felülbecsli az amplitúdót, de ez most az erős éves és féléves ciklus mellett elhanyagolható. Szintén nincs különbség a negyedik periódusnál. Az amplitúdó becslési pontosságát ugyanis két tényező határozza meg. Az egyik az amplitúdó már említett szisztematikus felülbecslése, míg a másik az amplitúdó esetleges alábecslése, ha a tényleges frekvencia nem egyezik meg a $\lambda_j = 2\pi_j/N$ osztópontok valamelyikével. Most éppen ez a helyzet, hiszen a táblázat tanúsága szerint a 164,5 év helyett 184,2 év periódusidővel kell számolni. (Az osztópontok változtatásával a $P(\lambda)$ -teszt jóval pontosabban becsülheti a periódusidőt.)

4.2. Maximum entrópia spektrálanalízis

Mint láttuk, e módszer használatának leglényegesebb mozzanata p megválasztása. A BIC segítségével nyert optimális fokszámra igen alacsony érték, a $p=6$ adódott. Ezen kívül - teljesen önkényesen - a $p=N/10 \approx 400$ választással is éltünk. Mindenképpen szükséges azonban, hogy elég nagy, de viszonylag megalapozottan választott p -vel dolgozzunk. Ezért a következőt javasoljuk. Ismeretes, hogy ha X_t p -edrendű autoregresszív folyamat, akkor a $\rho(k)$ parciális autokorreláció függvényre fennáll, hogy $\rho(k) = 0$, $|k| > p$. Ilyenkor - meg lehetőségen általános feltételek mellett - a $\hat{\rho}(k)$, $|k| > p$ változók aszimptotikusan normális eloszlásúak, zérus várható értékkel és $1/\sqrt{N}$ szórással (Quenouille, 1947). Célszerű tehát p -t úgy rögzíteni, hogy a $\hat{\rho}(k)$, $k > p$ becslült értékek úgy viselkedjenek mint zérus várható értékű, $1/\sqrt{N}$ szórással független normális eloszlású változók sorozata. Ily módon esetünkben, 95 %-os konfidenciaintervallum figyelembevételével $p=80$ adódott.

$f(\omega)$ becslését $p=6, 80$ és 400 mellett az 1. ábrán mutatjuk be, ahol a nagy felbontásra való tekintettel, a $(0, 2\pi/12)$ intervallumot kinagyítva külön is ábrázoljuk. Szembetűnő, hogy p növekedésével a görbe egyre rendszertelenebbé, az éves és féléves periódusok

környékén jelentkező csúcsok egyre határozottabbakká válnak. A $p=6$ esetén még meglehetősen sima lefutású függvény csupán az $\omega=2\pi/12$ pontban rendelkezik éles csúccsal. (Itt az $\hat{f}(\omega) = 284,4$ értéket nem tudtuk ábrázolni.) Az igen enyhe kiemelkedés formájában jelentkező fél éves periódus kissé elcsúszott a nagyobb frekvenciák irányába. A $p=80$ mellett az éves ($\hat{f}(\omega) = 11399,1$) és a fél éves ($\hat{f}(\omega) = 4,9$) csúcs jóval határozottabbá, a görbe egyéb területei meglehetősen hullámzóvá váltak. Ez a tendencia tovább erősödik, és $p=400$ esetén számos, többé-kevésbé éles csúcs mutatkozik (az $\omega=2\pi/12$ és $\omega=2\pi/6$ pontokban $\hat{f}(\omega)$ értéke 108183,6 és 38,7), amelyek közül a legnagyobbak egybeesnek a diszkrét periódusok tesztelésekor szignifikánsnak ítélt periódusokkal.



1. ábra: A maximum entrópia módszerrel becsült spektrum $p=6$ (a), $p=8$ (b), és $p=400$ (c) esetén ($\omega=2\pi/\tau$) valamint a spektrális sűrűségfüggvény Tukey-Hamming-ablakos (d) és Priestley-beclsése (e) ($\omega=2\pi/\tau$)

4.3. A spektrális sűrűségfüggvény becslése

A spektrális sűrűségfüggvény becslését egyrészt a Tukey-Hamming-ablak segítségével $M=120$, másrészt a Priestley-féle direkt módszerrel $n=120$, $m=n/2$ mellett hajtottuk végre. A paraméterek ilyen választása a periodogram keskeny simítását, s ezzel a viszonylag kis torzítást biztosítja. A görbéket a 1. d-e ábrán rajzoltuk meg. A függvények igen hasonló lefutásúak, de az ablakos becslés az $\omega=2\pi/12$ pontban negatív értéket szolgáltat, amelynek nyilván az az oka, hogy ezúttal a $P(\lambda)$ -teszt is némileg túlbecsülte az éves amplitúdót.

Összefoglaló megjegyzés

A gyakorlati feladatok során elengedhetetlen az alkalmazott módszer viszonylag magasszintű ismerete. Alapvető fontosságú ugyanis annak átgondolása, hogy az eredmények a fizikai realitást, vagy csupán a matematikai eljárás tulajdonságait tükrözik.

IRODALOM

- Akaike, H., 1969: Fitting autoregressive models for prediction. *Ann. Inst. Statist. Math.* 21, 243-247.
- Akaike, H., 1970: Statistical predictor identification. *Ann. Inst. Statist. Math.* 22, 203-217.
- Akaike, H., 1974: A new look at the statistical model identification. *IEEE. Trans. Autom. Contr. AC-19*, 716-723.
- Bain, W.C., 1976: The power spectrum of temperatures in Central England. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102, 464-466.
- Berk, K.N., 1974: Consistent autoregressive spectral estimates. *Ann. Statist.* 2, 489-502.
- Box, G.E.P. and Jenkins, G.M., 1970: *Time Series Analysis, Forecasting and Control*. Holden Day, San Francisco.
- Jones, D.E., 1987: Daily Central England temperature: recently constructed series. *Weather* 42, 130-133.
- Karlin, S. és Taylor, H.M., 1985: *Sztocasztikus folyamatok*. Gondolat Könyvkiadó, Budapest.
- Manley, G., 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 100, 389-405.
- Mann, H.B. and Wald, A., 1943: On the statistical treatment of linear stochastic difference equations. *Econometrica* 11, 173-220.
- Matyasovszky I., 1990: Éghajlati idősorok spektrális elemzésének módszerei I. *Időjárás* 94. 361-379
- Newton, H.S. and Pagano, M., 1984: Simultaneous confidence bands for autoregressive spectra. *Biometrika* 71, 197-202.
- Priestley, M.B., 1962a: The analysis of stationary processes with mixed spectra I. *J. Roy. Statist. Soc. B.* 24, 215-223.
- Priestley, M.B., 1962b: The analysis of stationary processes with mixed spectra-II. *J. Roy. Statist. Soc. B.* 24, 511-529.
- Priestley, M.B., 1964: Estimation of the spectral density function in the presence of harmonic components *J. Roy. Statist. Soc. B.* 26, 123-132.
- Priestley, M.B., 1981: *Spectral analysis and time series*. Academic Press, New York and London.
- Quenouille, M.H., 1947: A large-sample test for the goodness of fit autoregressive schemes. *J. Roy. Statist. Soc.* 110, 123-129.
- Schwarz, G., 1978: Estimating the dimension of a model. *Ann. Statist.* 6, 461-464.
- Shapiro, R., 1975: The variance spectrum of monthly mean central England temperatures. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 101, 679-681.
- Tusnády G. és Ziermann M. (szerk.) 1986: *Idősorok analízise*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 1. szám. 1991. január - február
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95. No. 1. Jan-Feb 1991. Budapest

32 napos periódus Budapest hőmérsékleti adatsorában

DOMONKOS PÉTER

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

A dolgozat eddig feltáratlan légköri jelenséget vizsgál. A jelenség lényege a budapesti hőmérsékleti adatsorban 32 naponként ismétlődő pozitív anomália, melynek feltétele egy tartósan meleg előző időszakot megszakító erős lehűlés. Az 1921-1980 évek között megfigyelt, ez utóbbi feltételnek eleget tevő esetekre a periódusanalízis a jelenség szignifikáns létezését egyértelműen igazolta; másrészt más hullámhosszú periódusok létét is kimutatta. A prediktor eseményt követő hónapokban a hőmérsékleti anomáliák spektruma vörös zajhoz hasonló képet mutat, több szignifikáns amplitúdóval.

*

A period of 32 days in the temperature series of Budapest. The aim of this paper is to discuss an un-known atmospheric phenomenon revealed in the temperature series of Budapest. It consists of a positive anomaly observed with a 32 day period which is caused by a cooling interrupting a previous hot interval. An analysis of the periods in the time series for 1921-1980 verified unambiguously the existence of the phenomenon as well as that of some other periods having different wave lengths. In the months after the predictor event the spectrum of temperature anomalies is similar to the red noise with several significant amplitudes.

Bevezetés. Régóta foglalkoztatja a kutató meteorológusokat, hogy vannak-e szabályos periodicitással ismétlődő jelenségek légkörünkben. E dolgozatban eddig szokatlan módon közelítünk a problémához. Azt fogjuk vizsgálni, hogy egy bizonyos, számszerű adatokkal szigorúan behatárolt légköri átalakulást, mint prediktor eseményt, követnek-e periodicitást mutató jelenségek. Ez a bizonyos légköri átalakulás az egy pontban észlelhető jelenségek szintjén így fogalmazható meg: egy hosszan tartó pozitív hőmérsékleti anomália új időszakot hirtelen megszakít egy erős lehűlés.

A következőkben számszerűen definiáljuk a prediktor eseményt, és bemutatjuk a hőmérsékleti anomáliáknak a prediktor eseményt követő átlagos alakulását. Nagy figyelmet fordítunk annak igazolására, hogy az átlagos anomáliáknál tapasztalható kilengések nem tekinthetők kizárólag véletlen eredetűeknek.

1. Az átlagos anomáliák előállítása

A vizsgálathoz adatbázisként a budapesti, 1921. március 1. – 1981. február 28. közötti napi maximum- és minimum-hőmérsékleteket használtuk fel. Ezen adatbázisból származnak az alábbi paraméterek:

$$\text{Napi középhőmérséklet: } T = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad (1.1)$$

ahol $T_{\min}$ - napi minimum hőmérséklet
 $T_{\max}$ - napi maximum hőmérséklet
 T - napi középhőmérséklet

$$\text{Hőmérsékleti referencia: } \bar{T}_n = \frac{1}{7} \sum_{i=n-5}^{n+5} p_i \frac{1}{60} \sum_{j=1921}^{1980} T_{ij}, \quad (1.2)$$

ahol $\bar{T}_n$ - az év n -edik naptári napjának hőmérsékleti referencia értéke,
 T_{ij} - a j -edik év i -edik naptári napjának a napi középhőmérséklete,
 p_i - súlytényező:

$$p_n = p_n \pm 1 = 1, \quad p_n = p_n \pm 2 = 0,8, \quad p_n = p_n \pm 3 = 0,6, \quad p_n = p_n \pm 4 = 0,4, \quad p_n = p_n \pm 5 = 0,2.$$

Az így definiált hőmérsékleti referencia a sokévi átlaghoz hasonló mennyiség, azonban kisebb szórással közelíti a tényleges éghajlati várható értéket.

Középhőmérsékleti anomália: $A_m = T_{nj} - \bar{T}_n$, (1.3)
 itt A_m az 1921. március 1-től számított $(m-1)$ -edik nap középhőmérsékleti anomáliáját jelenti.

$$\text{Simított középhőmérsékleti anomália: } AS_m = \frac{1}{3} \sum_{i=m-1}^{m+1} A_i, \quad (1.4)$$

(továbbiakban simított anomália), ahol AS_m az m -edik nap simított anomáliája.

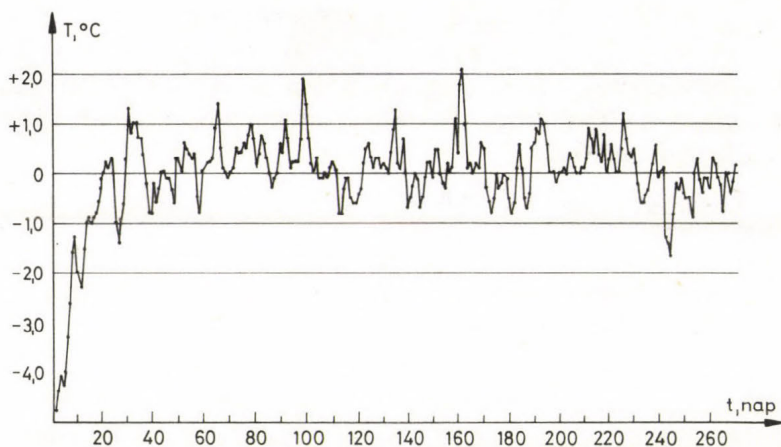
A prediktor eseményt (évszaktól függetlenül) így definiáltuk:

I.a. A simított anomáliák naponkénti sorozatában megszakítás nélkül egymás után legalább 12-szer $+1,5^\circ$ -nál nem kisebb érték szerepel.

I.b. Az említett 12 napos időszak kiegészíthető (az elején vagy a végén) legalább még 1 nappal, amelynek simított anomáliája meghaladja a $+1,0^\circ$ -t (de a $+1,5^\circ$ -t nem feltétlenül éri el). Az I.a és I.b. együttesen egy legalább 13 nap hosszúságú pozitív anomáliájú időszakot definiál, amelyet a következőkben meleg időszaknak nevezünk.

II. A meleg időszak utolsó napjától számítva 8 napon belül van legalább 1 olyan nap, amelynek simított anomáliája nem nagyobb, mint $-4,5^\circ$.

III. A további vizsgálatokhoz kiindulási időpontnak „0. napnak” - azt tekintjük, amikor a meleg időszakot követően a napi középhőmérsékleti anomália először kisebb, mint $-1,5^\circ$.



1. ábra: A prediktor eseményt követő átlagos anomáliák az 1-270. nap között

E feltételrendszer azt a szinoptikai történést írja körül, amikor nagy mennyiségű arktikus levegő árasztja el Közép-Európát, és a Kárpát-medencétől délre eső területeken is jelentős az izobárfelületek magasságának a csökkenése.

A közölt feltételrendszernek 31 eset felelt meg. E 31 eset átlagolásával állítottuk elő a hidegbetörés utáni 1-400. napok átlagos anomáliáit. Az első 270 napi alakulás az 1. ábrán látható.

2. Periódusanalízis szignifikancia vizsgálattal

Periódusanalízist alkalmaztunk az 1. ábra 15. naptól 270. napig terjedő időszakára:

$$x(t) = m(t) + \varepsilon(t), \quad (t = 1, 2, \dots, N) \quad (2.1)$$

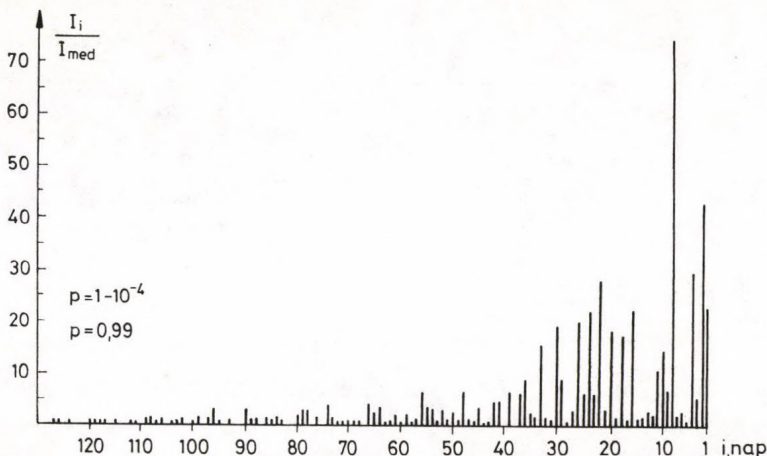
$$m(t) = a_0 + \sum_{i=1}^L \left[A_i \cos\left(\frac{2\pi i}{N} t\right) + B_i \sin\left(\frac{2\pi i}{N} t\right) \right] \quad (2.2)$$

ahol $x(t)$ - a vizsgált függvény,
 $m(t)$ - periodikus trendfüggvény,
 $\varepsilon(t)$ - fehér zaj zérus várható értékkel,
 N - az időszak hossza napokban (esetünkben 256).

Gulyás et al. (1988) nyomán $m(t) - t$

a_0 - konstans tag

A_i, B_i - amplitúdók



2. ábra: I_i/I_{med} értékek a 0.99-s és az $1 \cdot 10^{-4}$ -s szignifikancia határokkal, az átlaggörbe 15-270. nap közötti szakaszának periodogramja alapján (a hullámszámok balról jobbra egyesével csökkennek 127-től 1-ig)

$$L = \begin{cases} \frac{N}{2}, & \text{ha } N \text{ páros} \\ \frac{N-1}{2}, & \text{ha } N \text{ páratlan} \end{cases}$$

$x(t)$ Fourier-sorfejtésével meghatároztuk az $\hat{A}_i^2$ és $\hat{B}_i^2$ becsült amplitúdó-négyzeteket. A periodogram-elemeket $i=1$ -től $\left(\frac{N}{2}-1\right)$ -ig a következő alakban állítottuk elő:

$$I_i = \frac{N}{2} (\hat{A}_i^2 + \hat{B}_i^2) \quad (2.3)$$

Az időintervallumot szándékosan választottuk meg úgy, hogy az első napok ne szerepeljenek a vizsgálatban, itt ugyanis definíció szerint csupa erősen negatív érték fordul elő, melyek - főleg a nagyobb hullámhosszaknál - lényeges hatással lennének a becsült amplitúdókra.

A kapott periodogramot a 2. ábra szemlélteti. Ezen látható, hogy elsősorban a 32 naphoz tartozó, és több más amplitúdó értéke is lényegesen nagyobb az elemek zöménél. Ezért választ kerestünk arra, hogy a többi elemhez képest „nagy” amplitúdók szignifikánsan nagyok-e, vagy másképpen fogalmazva: Mi a valószínűsége annak, hogy tényleges fizikai okok nélkül, pusztán véletlenül, a periodogram-elemek eloszlása ilyen képet mutasson?

Gulyás et al. (1988) a Monte Carlo módszert ajánlja a szignifikancia vizsgálatához. Mi is ezt alkalmaztuk.

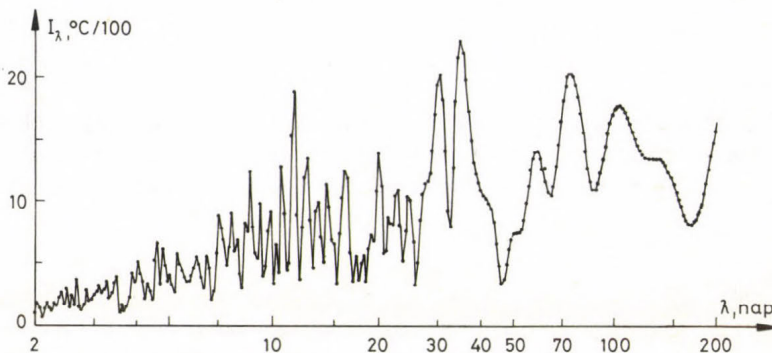
1. TÁBLÁZAT

A szignifikancia határok értékei (a Monte Carlo módszer alapján)

Szignifikancia szint	$\frac{I_{\max}}{I_{\text{med}}}$ határ
$1 - 10^{-4}$	21,42
$1 - 10^{-3}$	17,63
0,99	14,44
0,95	11,72
0,90	10,56

Összesen 10000, egyenként 127 elemű X_2^2 eloszlású mintasort vizsgáltunk. Az elemek többségére jellemző karakterként a 127 elemű minták mediánjait használtuk, és az egyes maximumok és mediánok hányadosait mind a 10000 mintára előállítottuk. E 10000 számból rendezett mintát készítettünk. E minta első eleme közelítő értéke az $1 - 10^{-4}$ -s szignifikancia határnak, a 10. elem az $1 - 10^{-3}$ -s szignifikancia határt közelíti, s.i.t. (1.táblázat).

Vizsgálati anyagunkból is előállítottuk a periodogram-elemek és a mediánjuk hányadosait. Az így kapott értékek közül több is lényegesen meghaladja valamennyi itt meghatározott szignifikancia határt. További vizsgálatainkban igyekeztünk az anomáliásor hullámspektrumáról minél realisabb képet kapni; ennek érdekében még sokszor ismételtük a bemutatott periódusanalízist az anomáliásor különböző hosszúságú szakaszain. A 3.ábra 10 olyan periodogram átlagolásával készült, amelyek 325-385 nap hosszúságú anomália-szakaszt vizsgáltak. (A kezdő- és zárónapokat véletlenszám-generációval állítottuk elő az anomáliásor 16. és 400. napja között.)



3. ábra: Az anomáliásor közelítő spektruma

2. TÁBLÁZAT

A 7 legszignifikánsabb periodogram-elem adatai

Nap	$\frac{I_i}{I_{med}}$	Amplitúdó (fok)
32	74,5	0,29
128	43,2	0,22
64	29,5	0,18
11,6	27,8	0,18
256	22,9	0,16
16	22,6	0,16
10,7	22,2	0,16

3. Eredmények

A szignifikancia vizsgálat eredményei azt mutatják, hogy a 13 legnagyobb értékű periodogram-elem mindegyike a 99%-s szinten szignifikáns. A 7 legnagyobb periodogram-elem az $1 - 10^{-4}$ -s szinten is szignifikáns - e 7 periodogram-elem adatait a 2. táblázat tartalmazza.

Szemléltető célzattal a 2. ábrán feltüntettük a 0,99-s és az $1 - 10^{-4}$ szignifikancia határokat is.

A legszignifikánsabb összetevő a 32 napos hullámhosszú. Jellegzetes tünetei jól kirajzolódnak az 1. ábrán: A 34. naptól számított 32 naponként meleg „csúcsok” ismétlődnek egymást követőleg 7 alkalommal. A következő egyszerű vizsgálat a periodikus jelenség frekvenciájának stabilitását szemlélteti:

Sorrendet állítottunk fel a 19-242. napok között, az átlagosan simított anomáliák értékei szerint. Legnagyobb a simított anomáliája a 162. napnak (+1,69°), utána jön a 161. nap (+1,51°), majd a 99. nap (+1,40°), s.i.t. (3. táblázat)

Feltüntettünk a napok mellett egy-egy rangszámot is, amelyek értéke -15 és +16 közé eshet aszerint, hogy az illető nap milyen messze van a 34., 66., 98., stb. napok (esedékes hullám-csúcsok) közül a hozzá legközelebb esőtől.

A 14 legmelegebb nap közül egyiknek sincs 2-nél nagyobb abszolútértékű rangszáma, és még a sorrendben utánuk következő 11 nap rangszámai között is a kis számértékek dominálnak.

4. Összefoglalás

A légkörben, vagy esetleg vele közvetlenül érintkező egyéb közegben, bizonyos feltételek között létrejön olyan hullámozás, amely hónapokon keresztül majdnem napos pontossággal működik. Ennek a budapesti hőmérsékleti anomáliákban megmutatkozó következményeire ugyan hatnak a légköri kicserélődés egyéb folyamatai is, de a hullámozás frekvenciáját számottevően semmi sem módosítja.

3. TÁBLÁZAT

A prediktor eseményt követő 19-242. napok közötti sorrend, a simított anomália értékek alapján. A rangszám a legközelebbi hullámcsúcstól való távolságot mutatja.

Sor-szám	Nap	Anomália	Rang-szám
1.	162	+ 1,69	0
2.	161	+ 1,51	- 1
3.	99	+ 1,40	+ 1
4.	100	+ 1,38	+ 2
5.	160	+ 1,15	- 2
6.	163	+ 1,12	+ 1
7.	32	+ 1,05	- 2
8.	98	+ 1,02	0
9.	193	+ 1,01	- 1
10.	66	+ 0,98	0
11.	192	+ 0,96	- 2
12.	33	+ 0,95	- 1
13-14.	34	+ 0,92	0
	194	+ 0,92	0
15-16.	65	+ 0,90	- 1
	134	+ 0,90	+ 4
17-18.	79	+ 0,86	+13
	226	+ 0,86	0
19-21.	31	+ 0,83	- 3
	35	+ 0,83	+ 1
	135	+ 0,83	+ 5
22.	191	+ 0,82	- 3
23-25.	78	+ 0,81	+12
	101	+ 0,81	+ 3
	227	+ 0,81	+ 1

Az átlaggörbe analízisének kapott sok szignifikáns összetevő lehetséges, hogy egyidejűleg zajló többféle folyamat eredménye, de az is, hogy az egyes esetekben a légkör aktuális állapota szerint különböző folyamatok zajlanak. Erre, mint sok egyéb kérdésre, most még nem tudunk válaszolni.

Figyelembevétel, hogy a folyamatokat egyetlen földrajzi hely egyetlen fizikai paraméterén keresztül vizsgáltuk, valószínű, hogy az itt bemutatott eredmények csak egy keskeny szeletét jelentik a teljes folyamat-rendszernek.

IRODALOM

Gulyás O., Hamed, A.F. és Szentimrey T., 1988: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II. *Időjárás* 92, 38-45.

Barát József nyugalomba vonult

E sorok írója Barát Józseffel 1953-ban egyetemi hallgatóként ismerkedett meg. Az ötvenes évek eleje az az időszak volt, amikor a szakemberek képzése nagy - ma már tudjuk: eltúlzott - létszámban folyt. Az ELTE akkori Élet- és Földtudományi Karának meteorológus szakára is minden évben több tíz hallgatót vettek fel, ami a hallgatók hibáján kívül, magában hordozta az Országos Meteorológiai Intézet (OMI), majd a későbbi Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) túlfejlesztésének lehetőségét.

Az 1957-ben végzett évfolyam elhelyezkedése ennek ellenére nehézségekbe ütközött. Barát József, évfolyamtársaihoz hasonlóan, pályáját igen rossz anyagi körülmények között, az OMI ösztöndíjas gyakornokaként kezdte. A hatvanas évek elején megindult országos stabilizáció azonban némileg segített a tudományos dolgozók, így az OMI munkatársainak helyzetén is: Barát József 1960-ban az akkor számunkra jelentős 2100 forintos havi fizetéssel tudományos munkatárs lett.

Szakmai tevékenységét, érdeklődésének megfelelően, a Műszaki Osztályon, Czelnai Rudolf közvetlen kollégjaként kezdte meg. A karbantartó munka mellett részt vett számos korszerű berendezés előállításában, így egyebek között részese volt az első magyar aeroszolmintavevő eszközök előállításának is. Érdeklődési köréhez később is hű maradt, hiszen 1971-ig a meteorológiai megfigyelések és adatfeldolgozás kérdéseivel foglalkozott, illetve ilyen irányú munkákat irányított.

Ebből az időszakból kiemelkednek az 1965-67-es évek, amikor a szovjet antarktiszi állomáson aerológusként tevékenykedett. Jól kamatoztatta gyakorlati érzékét, komoly tapasztalatokkal és jó orosz nyelvtudással tért haza. Benyomásait, emlékeit, az Antarktist megjáró meteorológus kollégáival együtt, érdekes, olvasmányos könyvben is összefoglalta („Magyarok az Antarktison”, Kossuth Kiadó, Budapest, 1976).

1971-ben Barát József életútja alapvető fordulatot vesz. Az OMFB elnöke az akkor alakuló Országos Meteorológiai Szolgálat elnökhelyettesévé nevezi ki. Dési Frigyes elnök mellett átveszi a szol-

gálat pénzügyi és gazdasági irányítását, és sokat tesz a szolgálat fejlődése érdekében. Minden kérdésben - olyanokban is, amelyek szakmailag távolabb állnak tőle - igyekszik emberséges, elfogadható megoldást találni. Nem rajta múlik, hogy ebben az időben országos méretekben is, a ma sokszor gondokat okozó extenzív fejlesztés korszakát éljük.

1981-ben Czelnai Rudolf, az OMSZ akkori elnöke Genfbe távozik; a Meteorológiai Világszervezetben kap komoly megbízást. Helyére Barát József lép, aki az OMSZ elnökeként is hű marad önmagához. Az emberekkel való közvetlen kapcsolatát megőrizve, elképzeléseinek megfelelően igyekszik az operatív és a tudományos munka feltételeit megteremteni. Komoly szerepe van abban, hogy az OMSZ un. nem költségvetési bevételei nagy mértékben emelkednek, a dolgozók fizetésén kívüli jövedelme jelentőssé válik. Ez a kétségtelenül vonzó szemlélet azonban nem minden esetben kedvez a szakmai előrehaladásnak.

Barát József élete, szakmai pályafutása az Országos Meteorológiai Szolgálathoz kötődik, de komoly szerepet vállal - tíz éven keresztül mint első elnökhelyettes - a Magyar Meteorológiai Társaság tevékenységében is. Elsősorban a Szlovák Meteorológiai Társasággal való kapcsolat kiépítésén munkálkodik. 1978-ban a Társaság Steiner Lajos emlékéremmel tünteti ki, majd 1988-ban a megtisztelő MTESZ díjban részesül. Szintén 1988-ban a Magyar Földrajzi Társaság tiszteleti tagjává választják. Rendszeresen részt vesz az ELTE meteorológus hallgatóinak műszaki tárgyú oktatásában.

Az emberek élete, munkája sohasem teljes. Az igazság különböző szemüvegen nézve más-más formában jelenik meg. Barát József esetében vitathatatlan, hogy az utóbbi évtizedek egyik meghatározó jelentőségű meteorológusa volt. Intézkedéseit mindig a jóhiszeműség, a fejlődésre való törekvés és nem utolsósorban az emberség jellemezte. Ezt köszönjük meg, és kívánunk neki egészséget, erőt és az eddiginél békésebb életet!

Mészáros E.

A 21. Alpi Meteorológiai Konferencia (Engelberg, 1990. szept. 17-22)

Kétévente kerül megrendezésre a nyugat-európai országok egyik legnagyobb meteorológiai konferenciája, amely eredetileg az Alpok időjárás-módosító hatásával foglalkozott. Mostanára azonban egy olyan meteorológus seregszemplévé fejlődött, ahova Ausztráliából, az Egyesült Államokból sőt még Kínából is érkeznek résztvevők. 1990-ben a Svájci Meteorológiai Szolgálat rendezésében Engelbergben került sor a konferenciára.

Az első szekcióban a mérés technikai problémákkal foglalkoztak különös tekintettel a hegyvidéki automata meteorológiai állomásokra, amelyeknél a jegesedés jelentős problémát okoz. Ismertettek egy olyan eljárást, ahol a jegesedésnek kitett felületeknél teflon bevonatot alkalmaztak, és ezzel sikerült kivédeni a jéglerakódást. Itt hangzott el beszámoló a Doppler-radar mérésekről, a wind-profilberendezésekről, amelyeket Svájcban már az operatív munkában is alkalmaznak. Hallhattunk az alpi országok nemrég indított légszennyeződésvizsgálattal kapcsolatos programjáról a POLLUMET-ről. Érdekes előadás hangzott el a hegyvidéki nyomásmérések és a tengerszínti nyomáskorrekció problémájáról.

A második szekcióban a szinoptikus és mezoszínoptikus skálájú objektív analízisekről és előrejelzésekről volt szó. Itt főként az alpi ciklogenézisekről, valamint az orografikus áramlásmódosításról hallhattunk előadásokat. Az esettanulmányok készítésénél sokan használták a vizsgálat eszközeként az izentróp analízist. Az egyik legérdekesebb előadást Y. Sasaki professzor tartotta, és egy, a variációs elven alapuló kvázigeosztrofikus modellel szimulálta az alpi lee-ciklogenezis lezajlását. A német meteorológusok az 1984. júliusi müncheni nagy jégesőről készítettek esettanulmányokat. (Ez a jégeső akkor igen nagy károkat okozott és nem sikerült előrejelezni. Szemmel láthatóan a német meteorológus társadalom még mindig nem tért napirendre az eset felett.) Ebben a szekcióban hangzott el a magyar előadás.

A harmadik szekció ülésein a lokális időjárási jelenségekről hangzottak el előadások. Itt esett szó a bóráról, annak modellezéséről és előrejelzésének lehetőségeiről. Több nagyon jól felkészült jugoszláv szakember is foglalkozott ezzel a témával. A helyi légmozgásokról, a hegy-völgyi szelekről, valamint azok turbulencia gerjesztő hatásáról amerikai szakemberek beszéltek. Ugyancsak az Egyesült Álla-

mokból érkezett J. Roads mutatott be egy olyan mezo-béta skálájú numerikus modellt, amellyel a tengeri-parti szél és a hegy-völgyi cirkuláció közös eredményeként Kalifornia nyugati partjainál létrejövő jelenséget a Santa Anna-t tudta modellezni. A szekció egyik legérdekesebb előadását hallhattuk az új-zélandi A. Sturman-tól, aki a szigetország keleti partjai mentén időnként kialakuló igen erős inverziós helyzetről beszélt, amely úgy jön létre, hogy a talajnál a tengerről fújó hideg levegőt szállító parti szél és a Déli-Alpokról lecsapó fön találkozik, és légszennyezési szempontból igen veszélyes „hidegpárnát” hoz létre.

A negyedik szekció a planetáris határréteggel és a légszennyezéssel foglalkozott. Sabino Palmieri a savas esők gyakoriságának észak-olaszországi megnövekedéséről beszélt. Több előadó is említette, hogy az alpi térség meghatározott időjárási esetekben mennyire kedvező lehet a fokozott légszennyeződés és a savas esők kialakulására. W. Heintz svájci szakember a völgyi hidegpárnákban felhalmozódó szennyezőanyagok koncentrációját elemezte, és arról is beszélt, hogy ott az időjárási helyzet függvényében milyen levegőkémiai folyamatok zajlanak le. Itt hallhattuk, hogy Svájcban a légszennyeződés mértéke a hétvégén mindig magasabb, mint hétközben, mivel a tömegközlekedés és az áruszállítás legnagyobb része a villamosított vasúti, illetve városi tömegközlekedésen történik, lakosok csak a hétvégeken veszik elő az autójukat.

Az ötödik szekcióban a légkör sugárásháztartásával és felhőfizikai kérdésekkel foglalkoztak az előadók, illetve az orografikus felhőzet nedvességszállításával.

A hatodik és hetedik szekció ülésein az éghajlatkutatásról, hidrometeorológiáról, biometeorológiáról valamint glaciológiáról volt szó. Mind a klimatológusok, mind a glaciológusok bizonyítékokat hoztak az éghajlat melegedéséről, a gleccserek gyors iramú visszahúzódásáról. Hallhattunk még az éghajlat stabilitásáról, illetve arról, hogy miért van szükség az alpi országok orvometeorológiai szolgálatára.

A konferencia összességéről azt lehet mondani, hogy svájci pontossággal szervezett (és véghezvitt) napirend szerint történt minden. A résztvevők színvonalas előadásokat hallhattak az öt nap alatt.

Horváth Á.

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

AN INTERNATIONAL JOURNAL

To promote the distribution of Atmospheric Environment „Időjárás” publishes regularly the contents of this important journal. For further information the interested reader is asked to contact Dr. P. Brimblecombe, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, U.K.

PAPERS

Volume 24A Number 11

1990

- | | | |
|--|------|---|
| A.S. Lefohn | i | Editorial: Global climate change |
| T. Levander | 2707 | The relative contributions to the greenhouse effect from the use of different fuels |
| Y. S. Chang, G. R. Carmichael,
H. Kurita, T. Kitada and H. Ueda | 2715 | Diagnostic evaluation of the transport and gas chemistry components of the STEM-II model |
| T. Yoshikawa, F. Kimura, T. Koide
and S. Kurita | 2739 | An emergency computation model for the wind field and diffusion during accidental nuclear pollutants releases |
| R. C. Bales, R. A. Sommerfeld and
D. G. Kebler | 2749 | Ionic tracer movement through a Wyoming snowpack |
| M. Amann | 2759 | Recent and future development of emissions of nitrogen oxides in Europe |
| G. M. Lovett and J. D. Kinsman | 2767 | Atmospheric pollutant deposition to high elevation ecosystems |
| D. M. De Faveri, A. Converti,
A. Vidili, A. Campidonico and
G. Ferraiolo | 2787 | Reduction of the environmental impact of coal storage piles: a wind tunnel study |
| G.J. Keeler, S. M. Japar,
W.W. Brachaczek, R. A. Gorse Jr,
J. M. Norbeck and W. R. Pierson | 2795 | The sources of aerosol elemental carbon at Allegheny Mountain |
| D. J. Moschandreas, S. M. Relwani,
K. C. Taylor and J. D. Mulik | 2807 | A laboratory evaluation of a nitrogen dioxide personal sampling device |

W. H. McDowell, C. Ginés Sánchez, C. E. Asbury and C. R. Ramos Pérez	2813	Influence of sea salt aerosols and long range transport on precipitation chemistry at El Verde, Puerto Rico
A. Marengo, J. C. Medale and S. Prieur	2823	Study of tropospheric ozone in the tropical belt (Africa, America) from STRATOZ and TROPOZ campaigns
C. Rickel, B. Lamb, A. Guenther and E. Allwine	2835	An infrared method for plume rise visualiza- tion and measurement
P. Blanchard, P. B. Shepson, K. W. So, H. I. Schiff, J. W. Bottenheim, A. J. Gallant, J. W. Drummond and P. Wong	2839	A comparison of calibration and measure- ment techniques for gas chromatographic de- termination of atmospheric peroxy-acetyl nitrate (PAN)
D. Melas	2847	Sodar estimates of surface heat flux and mi- xed layer depth compared with direct measu- rements
Á. Molnár	2855	Estimation of volatile organic compounds (VOC) emissions for Hungary
L. H. J. M. Janssen, F.T.M. Nieuwstadt and M. Donze	2861	Time scales of physical and chemical proces- ses in chemically reactive plumes
W. K. de Raat, G. L. Bakker and F. A. de Meijere	2875	Comparison of filter materials used for samp- ling of mutagens and polycyclic aromatic hydrocarbons in ambient airborne particles
<i>Discussions</i>		
J. Rudolph, Ø. Hov, N. Schmidbauer and M. Oehme	2889	Light hydrocarbons in the Norwegian Arctic
J.D. Rogers	2891	Infrared absorptivities and integrated band intensities for gaseous peroxyacetyl nitrate (PAN)
S.E. Schwartz and S. Kumar	2892	The characteristic time to achieve interfacial phase equilibrium in cloud drops

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzással és a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *Róna* (1990), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland* (1973); több szerző esetén: *Bacsó et al.*, (1953). Ha adott szerzők ugyanazon évben publikált több cikkre hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket frunk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötettség, kezdő és befejező oldal-szám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás időszéri 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 arab 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.: 135-3500

Kiadja a Perfector KFT, Budapest, XIII., Visegrádi u. 110-112.

Felelős kiadó: Bodor András ügyvezető igazgató

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
95. ÉVF. * 2-3. SZÁM * 1991. MÁRCIUS – JÚNIUS

SPECIÁLIS SZÁM

A LÉGKÖRI ÓZON

SPECIAL ISSUE

THE ATMOSPHERIC OZONE

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95 * NO. 2-3 * MARCH – JUNE 1991

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÄNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Megjelenik kéthavonként

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2–3. szám. 1991. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 95. No. 2–3 March–June 1991

TARTALOM

<i>Mészáros E.: Előszó</i>	67
<i>Mészáros E.: A légköri ózon kutatásának története és jelentősége</i>	69
<i>Bencze P.: Az ózon keletkezése a légkör magasabb rétegeiben</i>	77
<i>Koppány Gy.: A meridionális szélkomponens ingadozása az alsó sztratoszférában</i>	94
<i>Bozó L.: A sztratoszferikus ózon térbeli eloszlása</i>	101
<i>Loksa G.: A légoszlop teljes ózontartalmának időbeli változása Magyarországon</i>	106
<i>Bérces T., és Turányi T.: Ózon képződése és eloszlása nagy szennyezőforrások környezetében</i>	110
<i>Haszpra L.: A felszínközeli ózon-koncentráció alakulása Európában</i>	119
<i>Borhidi A.: Az ózon hatása a növényzetre</i>	128
<i>Irodalom</i>	131
<i>Krónika</i>	132
<i>Atmospheric Environment</i> folyóirat 24A évf. 12. (1990) és 25A évf. 1–2. (1991) számának tartalomjegyzéke	133

CONTENTS

<i>Mészáros, E.: Editorial</i>	67
<i>Mészáros, E.: The history and significance of atmospheric ozone research</i>	69
<i>Bencze, P.: Formation of the ozone concentration in the middle atmosphere</i>	77
<i>Koppány, Gy.: Variation of the meridional wind-component in the lower stratosphere</i>	94
<i>Bozó, L.: The spatial distribution of stratospheric ozone</i>	101
<i>Loksa, G.: Temporal variations of the total ozone content of the atmosphere over Hungary</i>	106
<i>Bérces, T. and Turányi, T.: Formation and distribution of ozone around large pollution sources</i>	110
<i>Haszpra, L.: Trend in surface ozone concentration over Europe</i>	119
<i>Borhidi, A.: Effects of ozone on the vegetation</i>	128
<i>Literature</i>	131
<i>Chronicle</i>	132
<i>Contents of journal Atmospheric Environment Vol. 24A No. 12 (1990) and Vol. 25A Nos. 1–2 (1991)</i>	133

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 95. évf. 2-3. szám, 1991. március-június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2-3 March-June 1991

Előszó

Az 1990. évi Meteorológiai Tudományos Napon a légköri ózon keletkezésével, eloszlásával és kutatásának jelentőségével foglalkoztunk. A hagyományoknak megfelelően a tudományos értekezletet a Magyar Tudományos Akadémia Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága és az Országos Meteorológiai Szolgálat rendezte.

Az ózon a légkör és a bioszféra szempontjából egyaránt nagy jelentőségű. A napsugárzás ultraibolya részének elnyelésével létrehozza a sztratoszférát és megvédi az élővilágot a halálos sugaraktól. A sztratoszférában létrejött ózon jelentős hányada a troposzférába kerül és ott bomlik el. Ózon molekulák azonban kémiai úton a troposzférában is keletkeznek. A talajközeli ózon a bioszférával közvetlen kapcsolatban van és bizonyos koncentráció fölött a növényvilág, az ember és az állatok életműködését károsan befolyásolja. Az emberi tevékenység a légköri ózonra két módon is hat. Halogénezett szénhidrogének kibocsátásával gyengíti a sztratoszferikus ózonernyőt, míg nitrogén-oxidok és szerves gázok emissziójával növeli a troposzferikus ózon koncentrációját, megbontva így a természetes egyensúlyi viszonyokat.

A rendezvényen elhangzott előadások ezekkel a kérdésekkel foglalkoztak, illetve tárgyalták az ózon keletkezését és eloszlását alakító meteorológiai folyamatokat. Jelen kötet egy kivétellel az összes bemutatott előadás anyagát tartalmazza.

Mészáros Ernő
felelős szerkesztő

Editorial

The Meteorological Scientific Day in 1990 was devoted to the discussion of the formation, distribution and significance of atmospheric ozone. As in the previous years, the scientific meeting was organized jointly by the Meteorological Commission of the Department of Earth Sciences and Mining of the Hungarian Academy of Sciences as well as by the Meteorological Service of Hungary.

Ozone is of great importance for the atmosphere and biosphere. The absorption of ultraviolet solar radiation by ozone molecules creates the stratosphere and protects the living species from lethal radiations. An important part of ozone formed in the stratosphere reaches the troposphere where it is destructed. However, ozone is also formed in the surface air by chemical reactions. Tropospheric ozone is in direct contact with the biosphere and above a certain concentration it can be dangerous for plants, animals and man. Human activities affect atmospheric ozone in two ways. By releasing chlorofluorocarbons into the air man decreases the efficiency of the stratospheric ozone shield, while pollutants like nitrogen oxides and organic gases tend to increase the concentration of tropospheric ozone. Both effects pose a threat to the equilibrium of natural ozone cycle.

At the conference all these problems were discussed, together with the interaction between the distribution of ozone and meteorological parameters. With one exception, this volume contains the material of all the lectures presented.

E. Mészáros
Editor-in-Chief

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2–3. szám, 1991. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2–3 March–June 1991

A légköri ózon kutatásának története és jelentősége

Mészáros Ernő

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

A levegő fő kémiai összetevőit csupán kb. kétszáz éve ismerjük. A legtöbb nyomgáz kimutására és környezeti jelentőségének feltárására csak az utolsó száz évben, sokszor csak az utolsó egy-két évtizedben került sor. Az ózont laboratóriumban *Schönbein* a múlt század közepén fedezte fel, de csak 1881-ben vált ismertté (*Hartley*) a rövidhullámú napsugárzás elnyelésében játszott fontos szerepe. Századunk harmincas éveig kellett várni, amíg maximális koncentrációjának szintjét is kimutatták (*Görz*). Ez lehetővé tette a sztratoszféra magas hőmérsékletének megmagyarázását is.

A sztratoszferikus ózon keletkezésének és felbomlásának első elméletét a harmincas évek elején alkották meg (*Chapman*). A tényleges reakció-mechanizmust azonban csak a hetvenes években sikerült elfogadhatóan leírni (*Crutzen*; *Molina* és *Rowland*), de az Antarktisz feletti ózonnyuk felfedezése (1985) után ezt a mechanizmust is módosítani kellett. A hetvenes évek elejétől közölt eredmények azt is nyilvánvalóvá tették, hogy az emberi tevékenység csökkentheti a sztratoszferikus ózon mennyiségét, ami a kutatásoknak további ösztönzést adott.

Sokáig úgy gondolták, hogy a troposzferikus ózon teljes mértékben sztratoszferikus eredetű. Ez a nézet csak a hetvenes években változott meg, amikor *Crutzen* és munkatársai kimutatták, hogy a troposzferikus ózon *in situ* is keletkezhet, ami felvetette annak a lehetőségét, hogy az ember olyan anyagokat is bocsát a levegőbe, amelyek növelik a bioszférára és az emberre veszélyes talajközeli ózon koncentrációját. Ráadásul a troposzféra ózon szintjének emelkedése hozzájárul a légköri üvegházhatás erősödéséhez. Így ma már világos, hogy a légköri ózon antropogén módosulásait a sztratoszferikus és a troposzferikus hatások együttes figyelembevételével kell megítélnünk.

*

The history and significance of atmospheric ozone research. The chemical composition of the Earth's atmosphere is known since about two hundred years. However, several trace gases were detected only during the last century or last decades. The ozone was discovered under laboratory conditions by *Schönbein* at the middle or the last century, but its importance in the absorption of ultraviolet solar radiation was proposed by *Hartley* only in 1881. The altitude of the maximum ozone concentration was first demonstrated at the beginning of the thirties (*Görz*). This made the explanation of the high temperature of the stratosphere possible.

The first theory of ozone formation and destruction was also elaborated at the beginning of the thirties (*Chapman*). However, the appropriate reaction mechanism was proposed only in the seventies (*Crutzen*; *Molina* and *Rowland*). After the discovery of the Antarctic ozone hole (1985) this mechanism was further modified. The papers published since the beginning of the seventies have made it evident that human activities can decrease the ozone concentration in the stratosphere.

It was believed during long time that tropospheric ozone is entirely of stratospheric origin. This idea was changed in the seventies when *Crutzen* and others demonstrated that tropospheric ozone can form *in situ* in the troposphere, which raised the possibility of the increase of ozone concentration in the surface air due to pollutants emitted by man. This increase is dangerous for the biosphere and, on the second hand, it can contribute to the atmospheric greenhouse effect. It is clear now that the anthropogenic modifications of atmospheric ozone must be evaluated by considering simultaneously stratospheric and tropospheric phenomena as well.

1. Bevezetés: a légköri összetevők és az ózon felfedezése

Közismert, hogy az időjárás és az éghajlat az ember életében, tevékenységének szabályozásában fontos szerepet játszik. Ma már nyilvánvaló, hogy a légkör állapota és mozgása a levegő összetételétől is függ. Sőt azt is tudjuk, hogy a légkört alkotó gázok alapanyagokat szolgáltatnak a bioszféra életéhez, pontosabban a fotoszintézishez és a légzéshez. Ennek ellenére az ember a légkör kémiai összetételét csak kb. kétszáz évvel ezelőtt kezdte megismerni és egyes nyomelemek létét és jelentőségét csak az utolsó egy-két évben ismertük fel.

A történeti ókorban még az sem volt világos, hogy a levegő anyagi tulajdonságokkal rendelkezik. A levegő anyagiságát ugyan i.e. 450-ben *Empedoklész* görög orvos már egyszerű módon bizonyította, de csupán kétezer évvel később, a történeti újkorban, *Torricelli* és *Pascal* 1643-as, illetve 1647-es megfigyelései után vált ismertté, hogy a levegő gáznemű közeg, amelynek nyomása van és ez a nyomás a magassággal csökken.

Miután *Mayow* 1667-ben feltételezte, hogy a levegő több gáz keverékéből áll, a levegőből elsőként 1754-ben a szén-dioxid jelenlétét mutatta ki *Black* angol fizikus (lásd: *From és Keeling*, 1986). A nitrogént *Rutherford* fedezte fel 1772-ben, majd az oxigént az 1770-es évek elején a svéd *Scheele* azonosította (*Scott*, 1986)⁽¹⁾. *Scheele* azt is megfigyelte, hogy ez az anyag („Fauerluft”) az égést táplálja, és mérései szerint, a levegő térfogatának kb. negyedét foglalja el. Végül *Lavoisier* 1777-ben végrehajtott híres kísérletei kimutatták, hogy a levegő 1/5-e oxigén, míg a maradék nitrogénből áll. *Lavoisier* arra is rájött, hogy az oxigén a légzésben fontos szerepet játszik.

Az ózon felfedezése *Schönbein* nevéhez fűződik, aki a múlt század közepén végzett kísérleteiben elektromos kisüléseket hozott létre és a keletkező anyagot jellegzetes szaga miatt *ózonnak* nevezte el. Bár *Schönbein* a légköri ózon kimutatására egyszerű kémiai eljárást is kidolgozott (kálium-jodidos lakmuspapír, amit Magyarországon is alkalmaztak; *Stoczek*, 1861), nem valószínű, hogy tudatában volt felfedezésének igazi jelentőségével. Az ózon különleges légköri szerepére elsőként *Hardy* hívta fel a figyelmet. 1881-ben végzett megfigyelései alapján föltételezte, hogy a napsugárzás spektrumából hiányzó 0,3 μm -nél rövidebb hullámhosszú sávot az ózon nyeli el. 1918-ban azt is kimérték (*Strutt*), hogy a talajközeli levegőben lévő ózon mennyisége (kb. 40 ppb: 10^{-9} tf.-rész) közel sem elegendő a légoszlop teljes ózontartalmának megmagyarázásához. A maximális ózonkoncentráció szintjét (≈ 22 km) azonban csak a harmincas évek elején sikerült a svájci *Götz*-nek meghatározni (lásd: *Warneck*, 1988).

A huszas években a légkörben lévő ózon teljes mennyiségét (ún. *teljes ózon*) a talajon elhelyezett spektroszkópok segítségével már több állomáson mérték. Ezek a műszerek két hullámhossz-sávban észlelték a Napból érkező sugárzás intenzitását. Az egyik sávban az ózon a napsugárzást elnyeli, míg a másikban abszorpció nélkül átengedi. Az eredményeket cm-ben, majd Dobson egységekben fejezték ki: 1 Dobson-egység 0,1 mm-ben annak a rétegnek a magasságát jelenti, amellyel az ózon, normális légköri viszonyok mellett a Föld felszínét beborítaná. Az első mérések egyebek mellett arra az érdekes tényre is fényt derítettek (*Dobson és Harrison*, 1926), hogy a teljes ózon az egyenlítőről a sarkok felé haladva növekszik.

Így már ezek az első kutatások kimutatták, hogy a Napból érkező, a bioszféra számára halálos ultraibolya sugarakat a magaslégköri ózon nyeli el. Másrészt lehetővé tették, hogy az abszorpcióval a sztratoszféra létét is megmagyarázzák. Ezért érthető, hogy az ózon keletkezésének, elbomlásának és eloszlásának megmagyarázása a légköri tudomány egyik legfontosabb kérdésévé vált.

(1) *Scheele* az oxigént egy-két évvel előbb fedezte fel, mint *Priestly*

2. A sztratoszferikus ózon-ciklus megismerése

A sztratoszferikus ózon keletkezésének és elbomlásának értelmezésére szolgáló első elméletet 1930-ban tették közzé. *Chapman* (1930) abból indult ki, hogy a háromatomos oxigén egy-egy oxigén molekulából, illetve atomból keletkezik. Ez azonban csak akkor lehetséges, ha az oxigén molekulák egy részét a napsugárzás energiája (jele: $h\nu$) atomos oxigénné alakítja:



ahol M egy tetszőleges harmadik anyag, általában nitrogén. Ebből az azóta már többszörösen igazolt elképzelésből következik, hogy a növények fotoszintéziséből származó oxigén nem csak az állatok és az ember légzését teszi lehetővé, hanem egyúttal az egész bioszféra sugárzástól való védelmét is biztosítja.

Az 1930-ban megfogalmazott elmélet szerint az ózon bomlása a következő két folyamat eredménye:



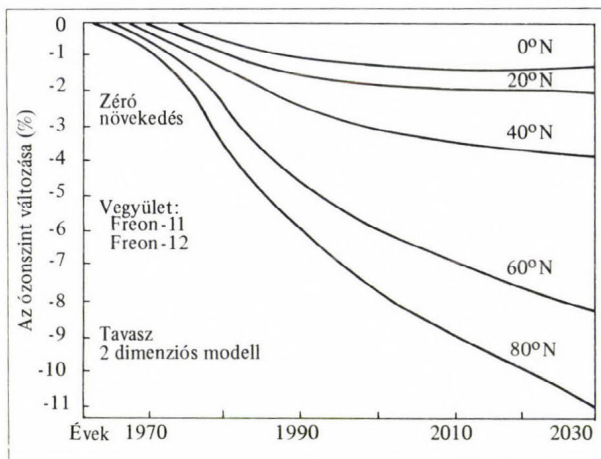
Később azonban nyilvánvalóvá vált, hogy a (3) és (4) reakció jóval lassúbb, mint azt eredetileg feltételezték. Így a sztratoszférában több ózonnak kellene lennie, mint a megfigyelt mennyiségek. Számos próbálkozás után (pl. hidrogént tartalmazó gyökök ózon-elbontó hatásának feltételezése) a probléma csak a hetvenes években oldódott meg, amikor kimutatták, hogy a sztratoszferikus ózon-ciklust nitrogén-oxidok (*Crutzen*, 1971) és klórvegyületek (*Molina és Rowland*, 1974) szabályozzák. Tekintve, hogy ilyen anyagokat az emberi tevékenység is juttat a levegőbe, a hetvenes évek elejétől fontos témává vált a sztratoszferikus ózonneryő antropogén módosulása (lásd később).

Természetes körülmények között a nitrogén-oxidok a sztratoszférában dinitrogén-oxidból keletkeznek. Ez a talaj mikrobiológiai tevékenységéből származó, a troposzférában inert gáz a sztratoszférába kerülve az ultraibolya sugárzás hatására nitrogén-oxidokra bomlik el. Másrészt, a sztratoszferikus klóratomok metil-klorid bomlásából származnak, amelyet a tengeri bioszféra bocsát a levegőbe. Ebből az következik, hogy a tengeri és szárazföldi ökoszisztémákban végbemenő folyamatok a sztratoszferikus ózonneryő hatékonyságának szabályozásában fontos szerepet játszanak. Másrészt a leérkező ultraibolya sugárzás erőssége a bioszférára hat nem elhanyagolható mértékben. A bioszféra és a légkör tehát egységes egészet alkot és ez a felismerés az ózonkutatások egyik legnagyobb tanulsága.

3. A sztratoszferikus ózon és az emberi tevékenység

A troposzférában a dinitrogén-oxid koncentrációja kb. három nagyságrenddel nagyobb, mint a metil-kloridé. Így nyilvánvaló, hogy a tropopauzán át a metil-kloridnál jóval több dinitrogén-oxid molekula kerül a sztratoszférába. Zavartalan körülmények között ezért a nitrogén-oxidok az ózonciklus szabályozásában meghatározó szerepet játszanak. Ez a tény azonban egyúttal azt is jelenti, hogy a sztratoszferikus klóratomok tömegét az emberi tevékenység könnyebben módosítja, mint a nitrogén-oxidok mennyiségét. A sztratoszférára veszélyes klórvegyületeket az ember halogénezett szénhidrogének

(a Dupont-cég márkanéve szerint freonok) formájában bocsát a levegőbe. Így érthető, hogy az antropogén halogénezett szénhidrogének hatásának megállítása céljából számos kutatást, pontosabban modell-számítást végeztek. A kapott eredmények a figyelembe vett reakciók számának, az egyes reakciók sebességi állandójának és egyéb feltételeknek a függvényében állandóan változtak. A részletek ismertetése nélkül bemutatjuk az 1. ábrát,



1. ábra:

A teljes légköri ózonszint tavaszi változása a freon-11 és freon-12 jelenlegi szintű (zéró növekedés) kibocsátása következtében az évek és a földrajzi szélesség függvényében (NOAA, 1985)

amely a függőleges légoszlopban lévő teljes ózonszint tavaszi változását mutatja az évek és a földrajzi szélesség szerint. A görbék számításakor feltételezték, hogy a halogénezett szénhidrogének (freon-11 és freon-12) kibocsátása az évek folyamán nem változik („zéró növekedés”). A továbbiak megértése szempontjából jegyezzük meg, hogy a sarkok közelében (80°) a modellek szerint napjainkban kb. 4–5 %-os csökkenés lenne indokolt. Arra is felhívjuk a figyelmet, hogy a számítások az Északi- és Déli-félgömb között semmiféle különbséget nem jeleztek. Ezeket az eredményeket azonban az *Antarktiszi feletti ózonhiány* felfedezése teljes mértékben kérdésessé tette.

Az ózonhiányt angol kutatók fedezték fel (Farman et al., 1985). Talajon elhelyezett spektrofotométerek segítségével kimutatták, hogy tavasszal az Antarktiszi feletti teljes ózonszint 1958 és 1984 között kb. 40 %-kal csökkent (vesd össze az 1. ábrával). A tavasz elmúltával azonban az ózon mennyisége minden évben a megszokott értéket vette fel. Későbbi vizsgálatok kimutatták, hogy a sztratoszferikus ózon csökkenése az Északi-sarkvidéken egyelőre nem figyelhető meg. A jelenség felfedezésekor a kutatók teljesen tanácstalanok voltak, vajon mi okozza ezt a váratlan jelenséget. Egyesek kémiai, mások meteorológiai okokra gyanakodtak, de nem zárták ki a naptevékenység vagy vulkánkitörések esetleges hatásait sem.

A kérdés megválaszolása céljából a kutatók összehangolt mérésorozatra kezdtek. Így kiderült, hogy a csökkenés elsősorban a 12–22 km-es rétegben, az alsó sztratoszférában jelentős. Ez kizárta, hogy a jelenséget a naptevékenység okozza. A vizsgálatok azt is kimutatták, hogy az ózonhiány megjelenésekor az alsó troposzférában igen magas a Cl és a ClO_2 koncentrációja, ugyanakkor alacsony a HCl , NO , NO_2 , HNO_3 és a vízgőz légköri mennyisége. A levegő igen hideg (alacsonyabb, mint -70°C) és kicsiny, de nem elhanyagolható számban tartalmaz jégkristályokat. A jégkristályokban a nitrát koncentrációja meglepően magas.

Az ózonhiány keletkezése legvalószínűbb magyarázatának kialakulásához laboratóriumi mérések is jelentősen hozzájárultak. Ezek ugyanis kimutatták (Molina et al., 1987), hogy a jégkristályok alacsony hőmérsékleten elnyelik a sósav molekulákat. Ha a

sósavat tartalmazó kristályok klór-nitrátot⁽¹⁾ ad-, illetve abszorbeálnak, akkor a szilárd fázisból kétatomos klórgáz szabadul fel:



(5)

A jégkristályok keletkezéséhez szükséges alacsony hőmérséklet az Antarktisz fölött a tél végén alakul ki. Az ózonlyuk azonban tavasszal keletkezik, mivel a kétatomos klór molekulák fotolíziséhez a napsugárzás megjelenése szükséges. Így módon klóratomok jönnek létre és megindul az ózon elbomlása.

A laboratóriumi vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a folyamatok adott hőmérsékleten a klórt tartalmazó molekulák koncentrációjától függenek. Állandó klór-oxid koncentráció esetén viszont a reakciók lefolyása a hőmérséklettől függ: alacsonyabb hőmérsékleteken a folyamat sokkal valószínűbb. Tekintve, hogy a poláris sztratoszferikus örvény a Déli-sark fölött sokkal erősebb, mint az Arktiszon, az alsó sztratoszférában a levegő az Antarktisz fölött hidegebb, mint az Északi-pólus környezetében. Így az elmélettel az is megmagyarázható, hogy miért nem figyeltek meg hasonló ózonlyukat az Arktisz fölött. A legújabb mérések eredményei azonban arra utalnak, hogy tavasszal az arktikus sztratoszféra is hasonló tulajdonságokkal rendelkezik. Így viszonylag magas a klór-oxidok koncentrációja, illetve alacsony a sósav és a nitrogén-oxidok légköri szintje. Nagyon valószínű, hogy a folyamat az Arktisz fölött is megindult, de az ózon fogyása egyelőre még nem jelentős.

4. A troposzferikus ózon

A szakemberek között az ötvenes évek előtt az a nézet uralkodott, hogy a troposzferikus ózon teljes mértékben sztratoszferikus eredetű. E kezdeti elképzelések szerint az ózonmolekulák a magasabb légrétegből diffúzióval kerülnek a talaj közelébe, majd a felszínre jutva elbomlanak. Ma már tudjuk, hogy ez csak részben igaz, mivel a troposzférában számos kémiai reakció vezet az ózon keletkezéséhez, illetve felbomlásához. Ráadásul a reakciókban részt vevő molekulák és szabad gyökök koncentrációját az emberi tevékenység is jelentősen befolyásolja (a talajközeli ózon keletkezését először fotokémiai „szmog”-okban mutatták ki).

Paradox módon a troposzferikus ózon létrejötté a nitrogén-oxid molekulák jelenlétének köszönhető, amelyek a sztratoszférában az ózon elbomlásában játszanak fontos szerepet. Ez azzal magyarázható, hogy a nitrogén-oxid az egyetlen olyan gáz a troposzférában, amelyből atomos oxigén keletkezik. A troposzférában tehát a nitrogén-dioxid termeli és csak kis mértékben fogyasztja az atomos oxigént. Ennek az az oka, hogy az NO_2 molekulák elnyelik a $0,4 \mu\text{m}$ -nél rövidebb hullámhosszú sugárzást és fotolízissel elbomlanak, majd a keletkezett atomos oxigén a molekuláris oxigénnel ózont hoz létre.

A nitrogén-dioxid és nitrogén-monoxid koncentrációjának arányától függ, hogy a levegőben mennyi ózon van jelen. Ha a nitrogén-monoxid molekulák száma jelentős (mint a sztratoszférában), akkor csökken az ózon mennyisége. Ellenkező esetben a keletkezési folyamatok sebessége meghaladja a bomlási reakciók sebességét.

Az ember nitrogén-oxidokkal egyrészt azért szennyezi a levegőt, mivel a belső égésű motorokban és kazánokban a levegő hőmérsékletét olyan mértékben megnöveli, hogy a nitrogén és oxigén egyesül egymással. Másrészt a fosszilis tüzelőanyagok kis

⁽¹⁾ Ez az ózonra ártalmatlan vegyület az ártalmas klór, illetve nitrogén-oxid molekulákból keletkezik.

mennyiségben nitrogénvegyületeket tartalmaznak, amelyek az égés során nitrogén-oxidokként szabadulnak fel. Tekintve, hogy így módon elsősorban nitrogén-monoxid keletkezik⁽¹⁾, az ózonképződés kulcskérdése, hogy az NO milyen gyorsan alakul át NO₂ molekulákká. Ebben az átalakulási folyamatban a különböző szénhidrogének meghatározó szerepet játszanak. Szennyezetlen körülmények között a szénhidrogének biológiai eredetűek. A járműközlekedés során azonban jelentős mennyiségű szénhidrogént is kibocsátunk. Így az emberi tevékenység a talajközeli ózon mennyiségét – ma már kontinentális léptékben is – a nitrogén-oxidok és szénhidrogének együttes kibocsátásával befolyásolja. Ahol a nitrogén-oxid kibocsátás a jelentősebb (pl. négyütemű autók esetén), ott az ózonképződést a szénhidrogének koncentrációja limitálja. Nagyobb szénhidrogén emisszió esetén viszont (pl. kétütemű motorok) a reakciók lefolyását elősorban a rendelkezésre álló nitrogén-oxid molekulák száma szabályozza.

A troposzferikus ózonkeletkezés fontosságát számszerűen az *I. táblázat* adatai mutatják. Látható, hogy a troposzférában kémiaiilag keletkező ózon tömege még a déli

I. táblázat:

Az ózon troposzferikus mérlege (Munn és Rodhe, 1985). Az értékek Tg/év egységekben vannak kifejezve

	Déli-félgömb	Északi-félgömb
<i>Forrás</i>		
sztratoszféra	500	500
kémiai reakciók	650	1450
Σ	1150	1950
<i>Nyelő</i>		
bomlás a talajon	450	650
kémiai reakciók	700	1300
Σ	1150	1950

félgömb fölött is meghaladja a sztratoszférából származó ózon mennyiségét. Másrészt az ózon elbontásában szintén kémiai folyamatok játszzák a meghatározó szerepet. A táblázatból az is kitűnik, hogy az Északi-félgömb fölötti troposzférában jelentősebb az ózonképződés, mint a Déli-félgömbön. Ezt részben a szárazföldek nagyobb kiterjedése, részben az ennek köszönhető intenzívebb emberi tevékenység magyarázza. Nagyon valószínű, hogy az északi félgömbön az antropogén és a sztratoszférából származó ózon tömege összevethető egymással. Ennek megfelelően félgömbünk troposzférájában az utóbbi évtizedekben az ózon mennyisége egyenletesen növekszik (Volz és Kley, 1988).

Végül megjegyezzük, hogy a talajközeli levegőben lévő ózon szintjének emelkedése, káros biológiai és egészségügyi következményekkel jár. Ráadásul, mivel az ózon a hosszúhullámú sugárzástartományban is elnyel, az ózon hozzájárul más antropogén gázok (pl. szén-dioxid) hőmérséklet-növelő hatásához („üvegházhatás”). Így a környezetvédelemben nem csak a sztratoszferikus ózon („jó ózon”) csökkentése, hanem a troposzferikus ózon („rossz ózon”) növelése ellen is lépéseket kell tennünk. Ez nyilvánvalóan a nitrogén-monoxid és a szénhidrogének kibocsátásának korlátozásával érhető el.

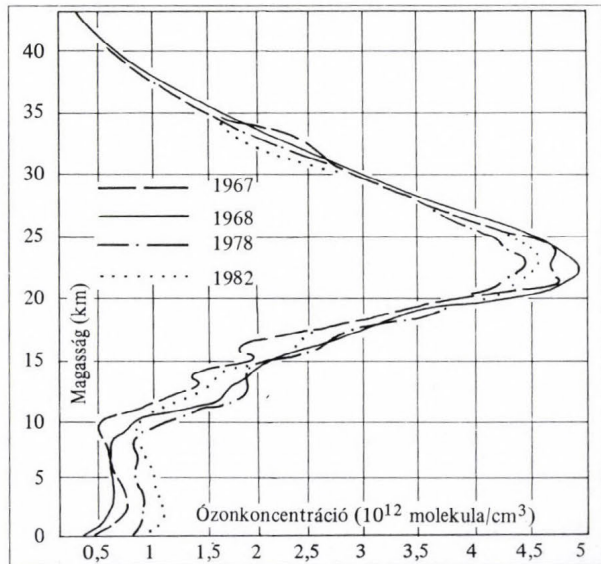
⁽¹⁾ A kibocsátott NO a sztratoszférába nem jut fel, mivel légköri tartózkodási ideje néhány nap, szemben az N₂O molekulák több tízéves tartózkodási idejével.

5. A sztratoszferikus és troposzferikus hatások összevetése

A légkörben lévő teljes ózommennyiség a mérések szerint enyhén csökkenő tendenciát mutat (Brühl és Crutzen, 1989). Az Északi-félgömb közepes szélességei fölött ez a csökkenés átlagosan 1,5–3,0%. A csökkenés jelentősebb a téli hónapokban, nyáron azonban csaknem elhanyagolható, sőt az 53–64° fölött nyáron gyenge emelkedés tapasztalható. Tekintve, hogy a légköri ózon tömegének legalább a 90 %-a a sztratoszférában található, a teljes ózonszint süllyedése a sztratoszferikus ózon mennyiségének csökkenésére utal. Ugyanakkor viszont Európában a troposzferikus ózon koncentrációja a múlt század vége óta kb. kétszeresére emelkedett. Így valószínű, hogy a nyári növekedés a nitrogén-oxidok (és szénhidrogének) antropogén emissziójának erősödésével magyarázható. Ez azt jelenti, hogy legalábbis szennyezett vidékek fölött a két emberi hatás közel kiegyenlíti egymást.

A 2. ábra az ózon koncentrációjának nyári függélyes eloszlását mutatja Hohenpeissenberg-i (NSZK) mérések alapján. Mint látható, a troposzférában (kb. 10–15 km alatt)

2. ábra:
Az ózon koncentrációjának
függélyes eloszlása
Hohenpeissenbergben nyári
mérések alapján
(Brühl és Crutzen, 1989)



az ózon szint emelkedik, míg a maximális ózon-koncentrációjú rétegben csökkenő tendenciát mutat.

A mért eloszlások alapján Brühl és Crutzen (1989) megfelelő matematikai modell segítségével kiszámította az UV sugárzás elnyelődését a légkör különböző szintjeiben. Azt az eredményt kapták, hogy a troposzferikus ózon növekedése miatt, különösen nyáron, csökken a talajon mérhető UV-intenzitás, még akkor is, ha a teljes ózontartalom csökken. Számításaink szerint ebben az is szerepet játszik, hogy a troposzférában a diffúz UV sugárzást a levegőmolekulák, a felhőcseppek és az aeroszol részecskék igen hatékonyan szórják. Így 1968 és 1982 között a talajt elérő UV sugárzás erőssége átlagosan 0,5 %-ot csökkent, szemben a sajtóban elterjedt híresztelésekkel. Mindebből azt a következtetést vonhatjuk le (Penkett, 1989), hogy az emberi tevékenység a légköri ózonra nem azért veszélyes, mivel növeli az UV sugárzás intenzitását (az természetesen nem vonatkozik a Déli-, esetleg az Északi-sark fölött kialakuló ózonlyuk időszakára), hanem azért, mert a sztrato-szférában csökkenti, a troposzférában emeli a levegő átlagos hőmérsékletét. Ez viszont bolygónk éghajlatára gyakorolhat hatást.

A kérdések végleges tisztázásához természetesen további vizsgálatok szükségesek. Ezek a kutatások igen fontosak, hiszen a bioszféra és az éghajlat szempontjából oly jelentős légköri ózon tulajdonságainak mélyebb feltárása közelebb visz bennünket az ember környezetre gyakorolt hatásának jobb megismeréséhez.

IRODALOM

- Brühl, C. and Crutzen, P., 1989: On the disproportional role of tropospheric ozone as a filter against solar UV-B radiation. *Geophys. Res. Letters* 16, 703–706.
- Chapman, S., 1930: On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Phil. Mag.* 10, 369–383.
- Crutzen, P. J., 1971: Ozone production rate in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 7311–7327.
- Dobson, G. M. B. and Harrison, D. N., 1926: Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. Part 1. *Proc. Royal Soc. (London)* 110, 660–693.
- Farman, J. C., Gardiner, B. G. and Shanklin, J. D., 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* 315, 207–210.
- From, E. and Keeling, C. D., 1986: Reassessment of late 19th century atmospheric carbon dioxide variations in the air of western Europe and the British Isles based on unpublished analysis of contemporary air masses by Callendar. *Tellus* 38B, 87–105.
- Molina, M. and Rowland, F. S., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethans-chlorine atom catalysed destruction of ozone. *Nature* 249, 810–812.
- Molina, M. J., Tso, T.-Y., Molina, L. T. and Wang, C.-Y., F., 1987: Antarctic stratospheric chemistry of chlorine nitrate, hydrogen chloride, and ice: release of active chlorine. *Science* 238, 1253–1257.
- Munn, R. E. and Rodhe, H., 1985: *Compendium of Meteorology*. World Meteorol. Org., Geneva.
- NOAA, 1985: *Stratospheric Ozone: The State of the Science and NOAA's Current and Future Research*. National Oceanic and Atmospheric Administration. Washington D. C.
- Penkett, S. A. 1989: Ultraviolet levels down not up. *Nature* 341, 283–284.
- Scott, E. L., 1986: Carl Scheele (1742–1786) and the discovery of oxygen. *Nature* 332, 305.
- Stoczek, J., 1861: Utasítás meteorológiai észleletekre. Magyar Tudományos Akadémia, Pest.
- Volz, A. D. and Kley, D., 1988: Evaluation of the Montsouris ozone measurements made in the nineteenth century. *Nature* 332, 240–242.
- Warneck, P., 1988: *Chemistry of the Natural Atmosphere*. Academic Press, Inc. San Diego, New York, Berkeley, Boston, London, Sydney, Tokyo, Toronto.

Az ózon koncentrációjának kialakulása a középső légkörben

Bencze Pál

MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet
H-9401 Sopron, Pf. 5.

Az ózon keletkezésével, bomlásával és elszállításával kapcsolatos folyamatokat az ózonlyuk felfedezése állította ismét a szakmai és, annak feltételezett hatásainál fogva, a közérdeklődés előterébe. Ezeknek a folyamatoknak a szempontjából a sztratoszféra központi helyet foglal el. Az ózon itt az oxigén molekulák fotodisszociációja és hidrogén, valamint nitrogén vegyületekkel kapcsolatos kémiai reakciók útján keletkezik. A mezoszférában az ózon keletkezése lényegében oxigén-hidrogén légkör keretében tárgyalható. Az emberi tevékenység az ipari eredetű halokarbonok útján befolyásolhatja a kialakult ózonkoncentrációt. Az ózon eloszlásának kialakításában meghatározó szerepet játszik az elszállítódás ott, ahol a transzport folyamatok időállandója megegyezik, vagy kisebb a kémiai folyamatok időállandójánál.

Az ózonlyukkal kapcsolatos kutatások a kétfázisú (gáz és szilárd fázissal kapcsolatos) folyamatok szerepére hívták fel a figyelmet, amelyek hozzásegítenek ahhoz, hogy az ózon koncentrációjának várható változásait pontosabban modellezhessük.

*

Formation of the ozone concentration in the middle atmosphere. The processes connected with the formation, loss and transport of ozone have been highlighted by the discovery of the ozone hole because of its assumed effects. From the point of view of these processes the stratosphere occupies a central position. Ozone is produced here by the photodissociation of oxygen molecules and by its chemical reactions with hydrogen and nitrogen compounds. In the mesosphere the formation of ozone can essentially be described in an oxygen-hydrogen atmosphere. Human activity can affect the resulting ozone concentration by halocarbons of industrial origin. In the development of the distribution of ozone a determinant role is played by the transport in regions, where the time constant of the transport processes is equal or less than that of the chemical processes.

The investigations connected with the ozone hole called the attention to the role of heterogeneous chemistry which contributes to the more accurate modelling of the prospective changes of the ozone concentration.

Bevezetés.

Az ózon a légköri gázkeveréknek az oxigén mellett a földi életfeltételek biztosítása szempontjából egyik legfontosabb összetevője. Ezért szükséges az, hogy az ózon keletkezéséhez, bomlásához, a keletkezés helyéről való elszállítódásához vezető folyamatokat minél pontosabban megismerjük. Annak ellenére, hogy több mint 60 éve folyik a légköri ózon rendszeres megfigyelése, még mindig nem ismerjük eléggé ezeket a folyamatokat. Erre éppen az antarktiszi ózonlyuk felfedezése hívta fel a figyelmet.

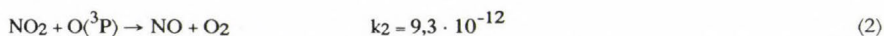
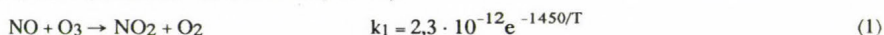
A légköri ózon keletkezésére általánosságban a Chapman által javasolt reakciók adtak magyarázatot (Mészáros, 1977). A légköri ózon koncentrációjának idő- és térbeli változásait azonban csak akkor tudjuk értelmezni, ha annak összetételében szerepet játszó nitrogén, hidrogén és klór vegyületeket, illetve gyököket is figyelembe vesszük.

Az ózon koncentrációjának a kialakulásában szerepet játszó folyamatok megállapításánál mindenekelőtt abból indulhatunk ki, hogy egyrészt az ózon változékonysága az alsó sztratoszférában a legnagyobb, másrészt a maximális ózonkoncentráció az év folyamán a tavaszi hónapokban – az ózon transzportjára utalva – a magas szélességeken alakul ki.

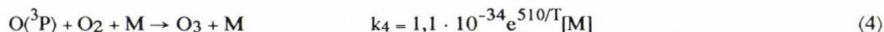
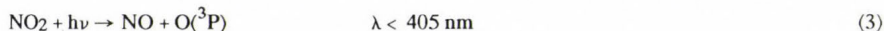
Ami az ózon magassági eloszlását illeti, az alsó sztratoszférában az elszállítódás, a felső sztratoszférában a fotokémiai folyamatok az uralkodóak, míg a középső sztratoszférában az elszállítódás és a fotokémia hatása összemérhető.

1. Az ózon koncentrációját befolyásoló nitrogénvegyületek

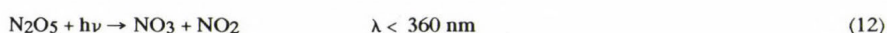
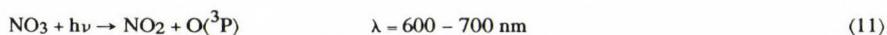
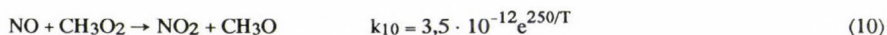
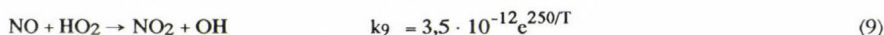
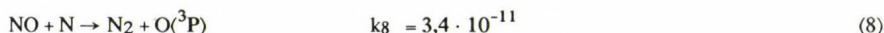
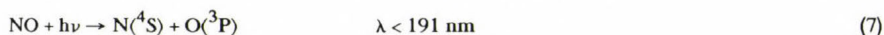
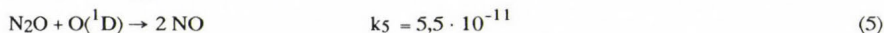
A modellszámítások, az ózonképződés és bomlás között tapasztalt nagy különbség következtében túl nagy egyensúlyi koncentrációt adtak és így azt mutatták, hogy a Chapman-féle reakciók nem elegendők az ózoneloszlás értelmezéséhez, különösen a nagyobb és a kisebb (< 35 km) magasságokban. A nitrogénvegyületek figyelembevételével a számított ózonképződés és bomlás közötti különbség jelentősen csökkent. Az ózon koncentrációjának kialakulásában résztvevő nitrogénvegyületeknek, szabad gyököknek az ózonhoz képest kicsi a koncentrációjuk (az ózon ppmv nagyságrendű keverési arányával szemben keverési arányuk ppbv, vagy pptv). Az általuk szabályozott reakciók a szabad gyököket tekintve ciklikusan ismétlődnek, az ózon szempontjából bomlást, vagy képződést eredményeznek. Ez utóbbi folyamatokban a nitrogénvegyületeknek katalizátorokként lehet jelentős hatásuk. Az NO_x (NO_x = N + NO + NO₂ + NO₃) szabad gyökkel a következő reakciók jöhetnek számításba (Johnston, 1982; Brasseur és Solomon, 1984):

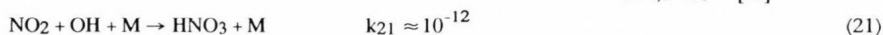
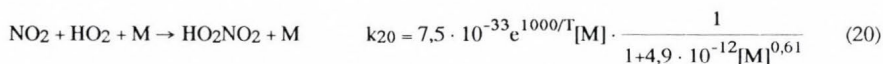
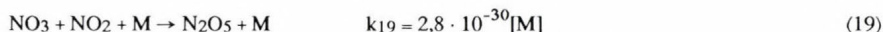
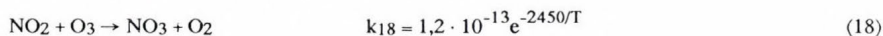
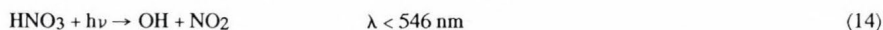
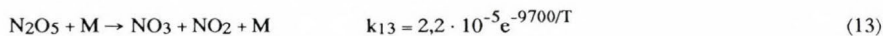


Az ilyen ciklikus folyamatban, amelyet az elmondottak alapján katalitikus ciklusnak neveznek, az ózont redukáló szabad gyök (NO) újratermelődik, miközben az ózon fotolízisével kiegészítve két ózon molekula három oxigén molekulává alakul át. A fenti folyamatban a (1) reakciót nem mindig követi a (2) reakció, hanem a magasság függvényében a



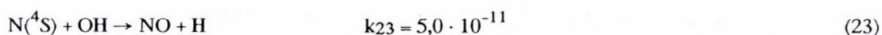
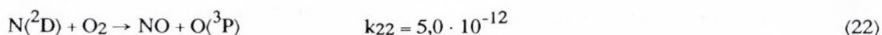
átalakulások, mely esetben az ózon újratermelődik. Ilyen körülmények között NO_x-nek az ózon bomlásában játszott szerepét tekintve az ózon bomlásának a sebességét a (2) reakció (3) reakcióhoz viszonyított sebessége határozza meg. (Az ózon bomlásában más nitrogén-oxidokkal kapcsolatos reakciók is részt vesznek, de ezek hatása a sztratoszférában a fenti reakciókhoz viszonyítva másodlagos). Az ózon bomlása a reakciókban résztvevő NO és NO₂ koncentrációjától függ. Utóbbiak alakításában a következő reakciók vesznek részt.





A kapcsolatot a hidrogén vegyületekkel a (9), (14), (15), (16), (17), (20) és (21) reakciók képviselik. Megjegyzendő, hogy a nitrogén vegyületek légköri forrását biztosító N_2O élettartama az alsó sztratoszférában az elszállítódás időállandójánál nagyságrendekkel nagyobb, ez azonban a magasság növekedésével megszűnik. Így koncentrációja az alsó sztratoszférában jól használható az elszállítódás hatásának a vizsgálatára. Nitrogén tároló vegyületek, vagy rezervoár gázok (ezek nem vesznek részt az O_x [$\text{O}_x = \text{O}(^3\text{P}) + \text{O}(^1\text{D}) + \text{O}_3$]-el kapcsolatos reakciókban) a N_2O_5 , HNO_3 és $\text{HO}_2\text{NO}_2 \cdot \text{N}_2\text{O}_5$ az éjszaka folyamán képződik, amikor az NO_3 koncentrációja nagy. Az éjszaka vége felé a hideg alsó sztratoszférában az NO_x -nek 30–50 %-át N_2O_5 alkotja. Ennek következtében a sarki éjszaka zónájában néhány napnál hosszabb ideig tartózkodó légtérfogatban a szóbanforgó nitrogénvegyületek legnagyobb része N_2O_5 formájában található. Az így felgyülemlt és a megvilágított időszakban fotolízis útján elbomló N_2O_5 hozza létre NO és NO_2 napi változását, az előző esetben nappali maximummal, az utóbbi esetében éjszakai maximummal. Mivel N_2O_5 élettartama az elszállítódás időállandójának a nagyságrendjébe esik, a meridionális cirkuláció eredményeként NO és NO_2 koncentrációjának évszakos változásában magas szélességeken nyári maximum jelentkezik. A HNO_3 ugyancsak fontos nitrogén tároló, különösen az alsó sztratoszférában, ahol koncentrációja nagyobb NO és NO_2 koncentrációjánál. Eloszlása nagy élettartama miatt a transzportfolyamatok hatását mutatja és koncentrációja a földrajzi szélesség növekedésével növekszik.

A mezoszférában és alsó termoszférában a (6), (7) és (8) reakciókon kívül



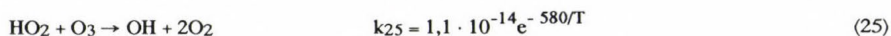
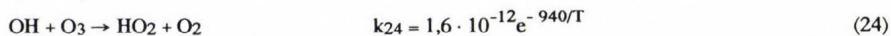
reakciók határozzák meg a nitrogénvegyületek koncentrációját. NO koncentrációja a mezopauza magasságában minimumot mutat, évszakos változását tekintve maximumát a téli hónapokban éri el magas szélességeken.

Jelentős ózon koncentrációcsökkenést idézhetnek elő magas szélességeken proton flérek, amikor nagy energiájú protonok és szekunder elektronok nitrogén molekulákat rombolva a (6) típusú reakció útján nitrogénoxidokat hozhatnak létre a felső sztratoszférában.

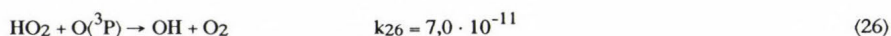
2. Az ózon koncentrációját befolyásoló hidrogénvegyületek

Eredetileg csak a mezoszférában tulajdonítottak jelentőséget a hidrogénvegyületeknek az ózon bomlásban. A hidrogénoxidok közvetett úton ((29) reakció) történő keletkezése lehetőségének felismerése a sztratoszférában az ózon kémiájának további fino-

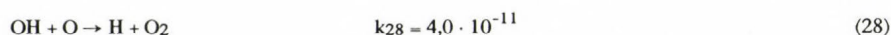
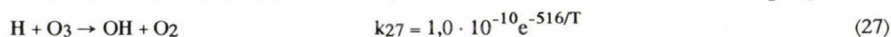
mításához vezetett (Hunt, 1966). Az ózon koncentrációjának kialakításában számításba jövő hidrogénvegyületeket (HO_x , ahol $x = 0,1$, vagy 2) tekintve az alsó és középső sztratoszférában a következő katalitikus ciklusokat kell figyelmbe venni (Sze, 1982; Brasseur és Solomon, 1984):



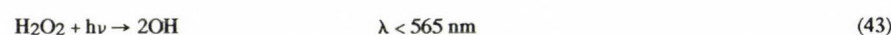
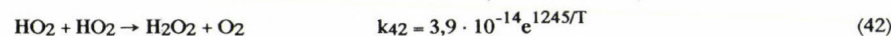
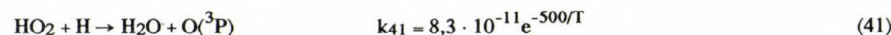
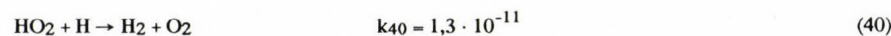
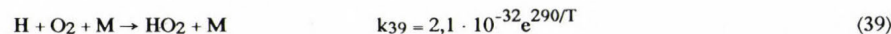
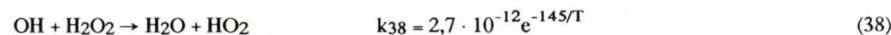
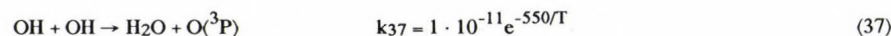
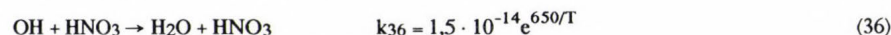
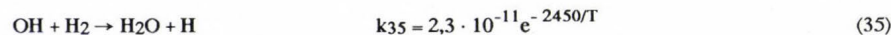
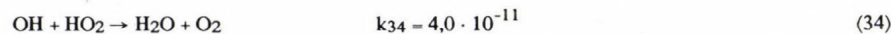
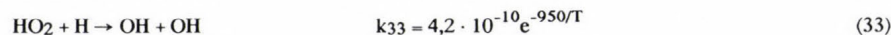
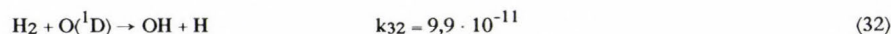
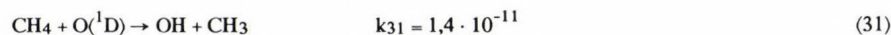
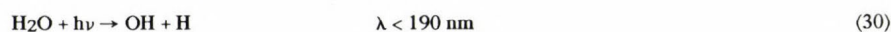
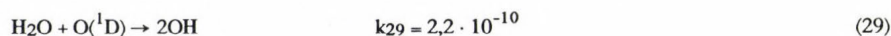
illetve



A felső sztratoszférában és a mezoszférában az alábbi két reakció is szerepet játszik:



A katalitikus ciklusokban az ózont redukáló szabad gyök (OH) újratermelődik, miközben tulajdonképpen az $\text{O} + \text{O}_3 \rightarrow 2\text{O}_2$ reakciót gyorsítja. Az ózon bomlása a reakciókban részt vevő OH és HO_2 koncentrációjától függ. Ezeknek a kialakításában az alábbi reakciók vesznek részt:



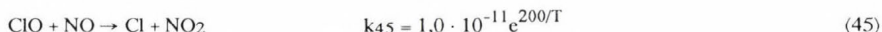
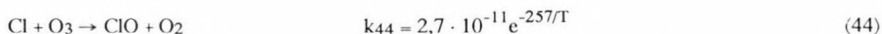
A kapcsolat a nitrogénvegyületekkel az ott felsoroltakon kívül még a (36) reakció képviseli.

A hidrogénvegyületek légköri forrásának, a vízgőznek az élettartama legalább egy nagyságrenddel nagyobb az elszállítódás időállandójánál és ez a helyzet csak a mezoszférá-

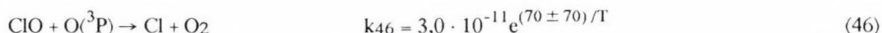
ban szűnik meg. Ugyanakkor a hidrogénvegyületek élettartama a sztratoszférában nagyságrendekkel kisebb az elszállítás időállandójánál, a mezoszférában azonban növekvő élettartamuk miatt a helyzet fordítottá válik.

3. Az ózon koncentrációját befolyásoló halogénvegyületek

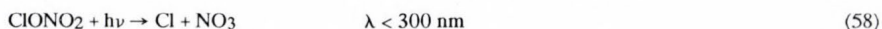
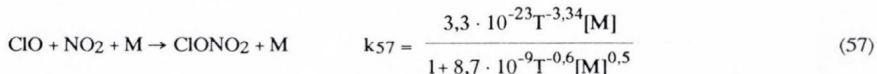
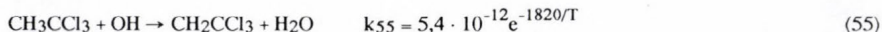
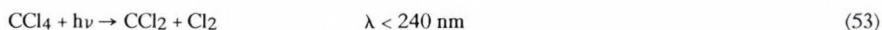
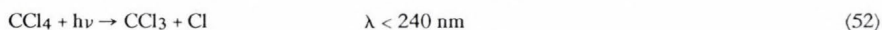
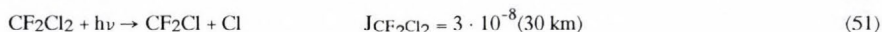
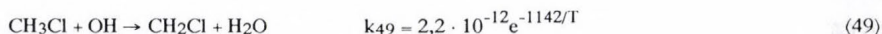
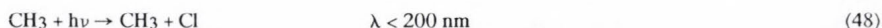
A klórovegyületek jelentőségére *Molina és Rowland* (1974) hívta fel a figyelmet feltételezve, hogy freon (halogénezett szénhidrogén) gázok emissziója a Föld felszínén az ózon katalitikus bomlásához vezethet a sztratoszférában. Az ózon koncentrációját befolyásoló halogén-, mindenekeelőtt klórovegyületeket tekintve az alábbi reakciókat kell figyelembe venni (*Anderson, 1982; Brasseur és Solomon, 1984*) az alsó, illetve a felső sztratoszférában:

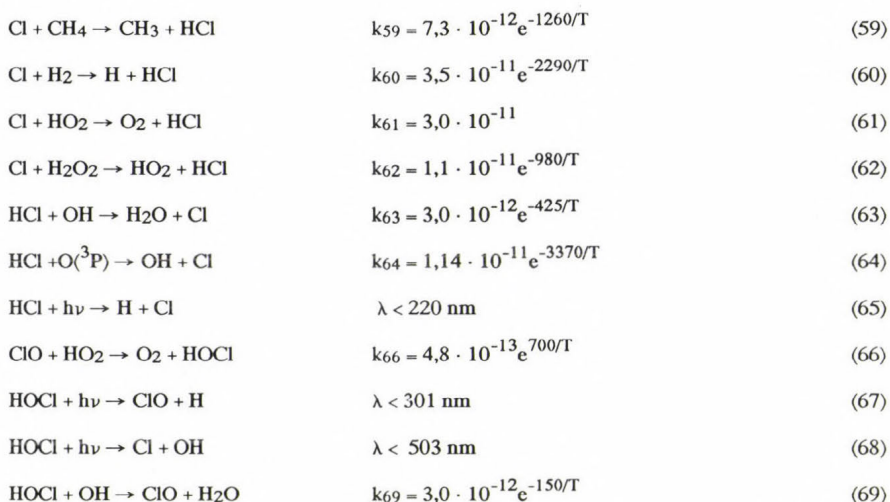


illetve



Ez a négy reakció lehetővé teszi az ózont redukáló klór atomok újratermelődését. Klórovegyületek (CH_3Cl) természetes forráai az óceánok, továbbá a biomassa égéstermékai között is megtalálhatók. Az ipar által előállított egyes klórovegyületek (CFCl_3 , CF_2Cl_2) a troposzférában stabilak, így bomlás nélkül kerülhetnek a sztratoszférába. Mivel élettartamuk az alsó sztratoszférában éveket tesz ki, a légkörbe kerülő klórovegyületeket kis mennyiségben is számottevően hozzájárulhatnak az ózon elbontásához. Ugyanis, mint látni fogjuk, ezek a vegyületek a sztratoszférában elsősorban fotolízis útján bomlanak. Ennek következtében a földrajzi szélesség, illetve a sötétségnek a világossághoz viszonyított aránya növekedésével jelentőségük is növekszik. A fentiek figyelembevételével a klór atomok keletkezését a következő reakciók teszik lehetővé:





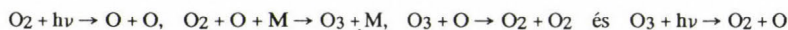
A (45) reakció az (56), (57) és (58) reakciókkal együtt a klór és a nitrogén ciklus, a (49) reakció az (55), (56), (60)–(63) és (66) és (69) reakciókkal a klór és a hidrogén ciklus között teremt összefüggést.

A kiindulási klórvegyületek bomlásából keletkező vegyületek élettartama már kisebb az elsődleges gázok élettartamánál, így koncentrációjukat a HCl kivételével az elszárlítódás alig befolyásolja. Egyébként a HCl, ClONO₂ és HOCl a HNO₃-hoz hasonlóan rezervoárként működik, amelyek egy fokokémiai aktív anyagot (Cl) kötnek le. A HCl vízben oldódik és így nedves ülepedéssel eltávozhat a légkörből. A klórvegyületek összes formáját tekintve azt lehet mondani, hogy a tropopauza felett keverési arányuk közel állandónak tekinthető, melyet a klór „szerves” formában (CH₃Cl, CCl₄, CH₃CCl₃, CFC₃, CF₂Cl₂) végbemenő, felfelé irányuló fluxusa és a szervetlen HCl lefelé irányuló fluxusa alakít ki.

A többi halogénvegyületet illetően a bróm kémiája a klór kémiájához hasonló és így hatással lehet az ózon koncentrációjára.

4. Az ózon koncentrációját befolyásoló vegyületek együttes hatása

A fentiek alapján kísérletet tehetünk arra, hogy a reagensek koncentrációja és a sebességi állandók laboratóriumban meghatározott értéke alapján az ózon koncentrációját befolyásoló vegyületcsoportok, kémiai családok hatását kvantitatíve is megállapíthassuk. Az ózon koncentrációját az



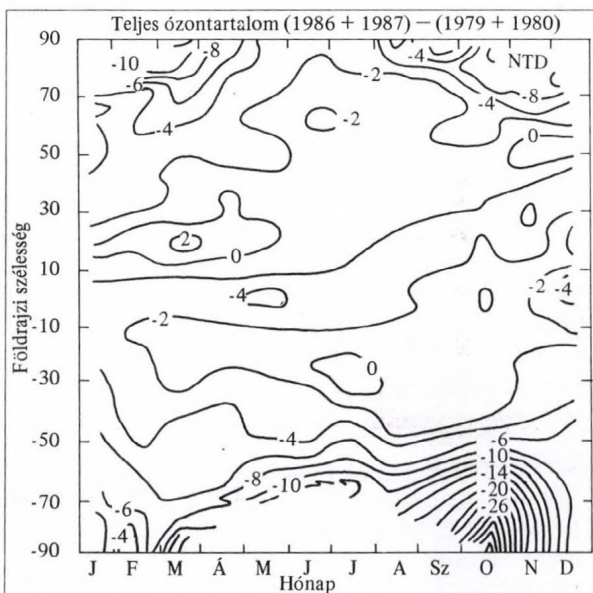
reakciókon kívül lényegében az (1), (2) a (24), (25), (26) és a (44), (45) reakciókból álló katalitikus ciklusok szabályozzák. A szóbanforgó katalitikus ciklusok esetében a ciklus hatékonyságát a két reakció közül a kisebb sebességi állandóval rendelkező reakció határozza meg. Mivel az antropogén hatásokat tekintve az ózon koncentrációját befolyásoló kémiai anyagok közül a klórvegyületek a legkritikusabbak, ClO és az ózon koncentrációjának változása közötti összefüggést a következő egyszerű formában adhatjuk meg:

$$\frac{\Delta[\text{O}_3]}{[\text{O}_3]} = \frac{2\Delta[\text{ClO}]}{[\text{ClO}]} \cdot \frac{1}{1 + \frac{k_2[\text{NO}_2]}{k_{46}[\text{ClO}]} + \frac{k_{26}[\text{HO}_2]}{k_{46}[\text{ClO}]}}$$

ahol a felülvonás az átlagos koncentrációt jelöli (Anderson, 1982). Mennyiségi arányokat tekintve 15 és 45 km között az NO_x a képződő ózonnak mintegy 45 %-át bontja el. A fennmaradó részből 40 % jut HO_2 -re és ClO -ra (Johnston, 1982). A (21) reakció értelmében az OH az ózon-bontás szempontjából aktív NO_2 -t inaktív HNO_3 -má alakítja át, míg az OH reakciója a HCl-lel ((63) reakció) egy hatástalan klór vegyületből szabadít fel klórt. Így az OH koncentrációjának növekedésével NO_x -nek az ózonra gyakorolt hatása csökken, míg a ClO_x -é növekszik. Az újabb kutatások tehát olyan irányban módosították az ózon bomlásával kapcsolatban kialakult képünket, hogy HO_x szerepét a sztratoszféra kémiájában növelték, NO_x szerepét csökkentették, ezáltal növelve a klórvegyületek jelentőségét az ózon koncentrációjának szempontjából az alsó sztratoszférában.

5. Az ózon koncentrációjának változása közepes földrajzi szélességen

Az ózonkoncentráció közepes földrajzi szélességeken létrejövő változását a déli félgömbön elsősorban az ózonlyukkal hozzák kapcsolatba. Az 1. ábra mesterséges holdm-



1. ábra:

Az 1979–1980 és az 1986–1987 évek ózontartalmának átlaga közötti, az ózontartalom százalékában kifejezett különbség változása az év folyamán különböző szélességeken a TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) mérései alapján (Sze et al., 1989)

rések alapján az ózontartalomnak az 1979–1980 és az 1986–1987 évek átlaga közötti különbség évszakos változását mutatja a földrajzi szélesség függvényében. Figyelembe véve, hogy 1979 naptevékenységi maximumnak, 1985 naptevékenységi minimumnak felel meg, továbbá a halogénezett szénhidrogének koncentrációjának változását megfelelő modellekkel meghatározva kimutatható, hogy az Északi-félgömbön észlelt értékek, kivéve a magas szélességeket télen (Sze et al., 1989), jól értelmezhetők a freonok emissziójának növekedésével.

A rendelkezésünkre álló adatok alapján valószínűtlen, hogy az ózonkoncentráció csökkenése a Déli-félgömb közepes földrajzi szélességű helyein az ózonlyukkal kapcsolatban ismertett heterogén (gázfázis mellett a szilárd fázist is magában foglaló) kémiai folyamatokkal függene össze. Számításokkal is igazolható magyarázattal szolgálhat viszont az ún. „felhígulási hatás” (dilution effect), amely az ózonkoncentráció csökkenését ózonsze-

gény légtömegeknek az alsó sztratoszférában az ózonlyuk légteréből az alacsonyabb szélességek felé történő áramlásával hozza összefüggésbe, amely a sarki örvény tavaszi felszakadását követően (Sze et al., 1989) figyelhető meg. A globális hatás kiterjedése és időtartama annak a függvénye, hogy a légkör miként tudja a felhígulást fotokémiai és dinamikai úton kiegyenlíteni.

A megfigyelések szerint az antarktiszi sarki örvény október végi felszakadását követően ugyanis az ózontartalom az örvényen belül egy hónapon belül regenerálódik. 25 km-nél kisebb magasságokban azonban az ózon fotokémiai pótlási ideje ezeken a szélességeken és az évek ebben az időszakában több hónap. Így az ózonlyuk gyors feltöltődése főleg az ózonnak a közepes szélességekről a pólus felé irányuló áramlásával, illetve az örvényen kívüli és belüli légtömegek keveredésével függhet össze. Az ózon fotokémiai pótlási ideje a felső sztratoszférában néhány nap. Így ha az ózonszegény levegő az ózonlyukból a felső sztratoszférába jutna, a felhígulásnak alig lenne globális hatása. Ha azonban az ózonszegény levegő az ózonlyukból a szubpoláris szélességeken az alsó sztratoszférába kerül, ahol a pótlási idő néhány hónap, a fotokémiai folyamatok mellett az elszállítódás, felhígulás szerepe is jelentős. Az elvégzett modellszámítások azt mutatják, hogy az elszállítódást létrehozó cirkulációt a sarki örvénynek megfelelően módosítva és az ózonlyukban 80 %-os ózontartalom csökkenést feltételezve az ózontartalom csökkenése 2–3 hónap alatt a 30°S szélességig terjed. Ennek hatása néhány százalékot ér el és egész évben fennmarad. A felhígulásban határozott évszakos változás jelentkezik. Az ózontartalom csökkenése tavasszal és nyáron az ózonlyuk utáni időszakban fellépő ózontartalom-csökkenésnek mintegy fele, harmada.

Az antarktiszi örvény légterében lévő légtömegek kiáramlása az alacsonyabb földrajzi szélességekre nemcsak az ózontartalomban, hanem az ózonlyukban végbemenő heterogén kémiai folyamatok eredményeként a vízgőz-, nitrogén- és klórtartalomban is globális csökkenést hozhat létre. Ezen kívül a mesterséges holdak segítségével végzett megfigyelések arra is felhívták a figyelmet, hogy megfelelő meteorológiai körülmények esetén sztratoszferikus felhők közepes földrajzi szélességen is képződhetnek. Így a sztratoszferikus felhőkben lejátszódó heterogén reakciókból származó aktív klór is hozzájárulhat az ózonkoncentráció csökkenéséhez (Pitts et al., 1990).

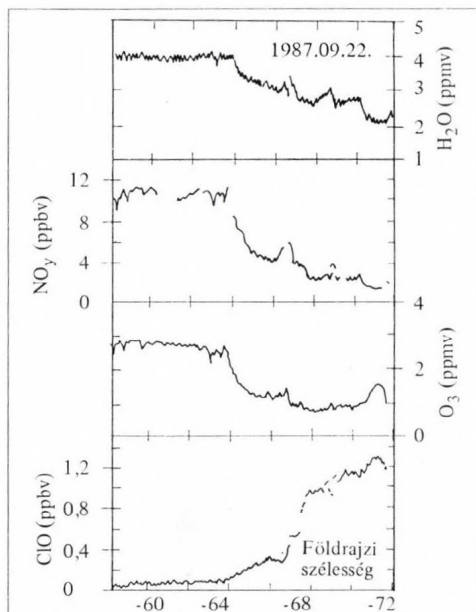
6. Az antarktiszi ózonszökkenés

Az ózontartalom nagymértékű csökkenését a tavaszi hónapokban az Antarktisz felett, amelyet ózonlyuknak neveztek el, 1985-ben fedezték fel (Farman et al., 1985). Az ózontartalom-csökkenés idő- és térbeli változásának, valamint az ezzel összefüggésbe hozható folyamatoknak a tanulmányozására azóta több, a légköri paraméterek széles körére kiterjedő programot hajtottak végre (NOZE I, 1986, NOZE II., AAOE = *Airborne Antarctic Ozone Experiment*, 1987) (*J. Geophys. Res.*, 94, D9, D14, 1989). Ezeknek az erőfeszítéseknek köszönhetően tisztázódtak azok a folyamatok, amelyek az ózonlyuk keletkezéséhez vezetnek.

Az ózonlyuk nagyjából a sarki örvénnyel esik egybe és kémiai szempontból zavart levegőben (CPR = *chemically perturbed region*) keletkezik. A mérések azt mutatják, hogy az ózon, a kémiaiaktív nitrogén-oxidok ($\text{NO}_y = \text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NO}_3 + 2\text{N}_2\text{O}_5 + \text{HNO}_3 + \text{HO}_2\text{NO}_2$, a szabad gyökök és a fotokémiai reverzibilis rezervoár gázok összege), továbbá H_2O keverési arányában az ózonlyuk határán gyors csökkenés, míg ClO -éban növekedés mutatkozik (2. ábra; Fahey et al., 1989). A HNO_3 és ClNO_3 tartalom az átmeneti zónában megnövekedett értéket mutat, amely „gallérként” veszi körül a nagyobb szélességeken alacsony nitráttartalmú „magot” (Toon et al., 1989b). Az ózonlyuk szélének közelében nagy szélességek lépnek fel, míg a szélesség az ózonlyuk belseje felé csökken. Ennek következtében erős laterális szélnyírás lép fel és az itt kialakuló keveredés az, amely a levegő utánpótlását a sarok felé biztosítja (Strahan et al., 1989).

A csökkent ózonkoncentrációjú területeken kisebb kiterjedésű, még alacsonyabb ózontartalmú zónákat is észleltek, amelyeket minilyuknak neveztek el. Mivel ezek túl gyorsan alakulnak ki ahhoz viszonyítva, hogy kémiai eredetűek lehetnének, dinamikai eredetűeknek kell lenniük. Trajektóriaszámítások azt mutatták, hogy ezek ózonszegény levegőnek a

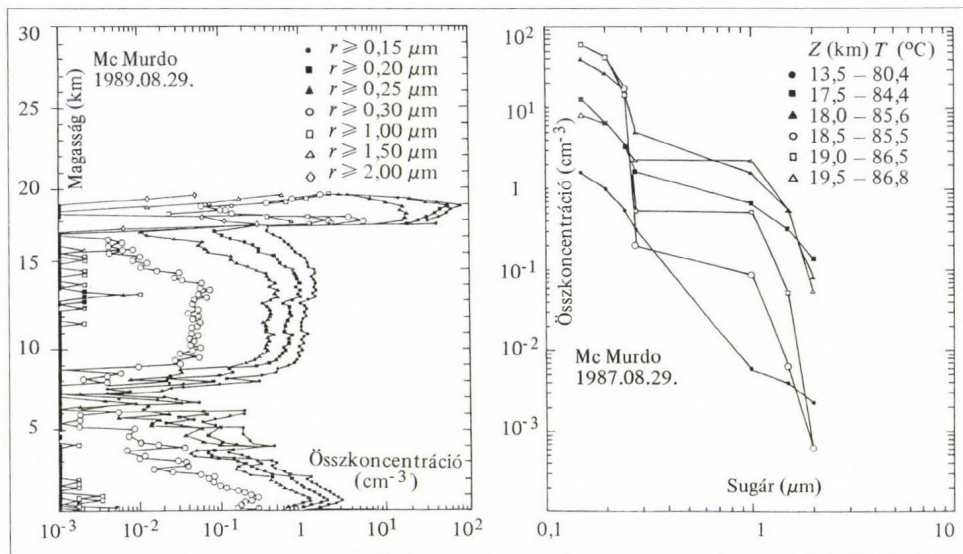
2. ábra:
Nyomgázok keverési arányának változása a földrajzi szélesség függvényében 1987. szeptember 22-én. A potenciális hőmérséklet (450 K), amely 18,3 km magasságnak felel meg, közel állandó volt. H₂O, NO_y és O₃ esetében a görbe minden egyes pontja 1 s-os adatok 10 s-os átlaga, míg ClO esetében a 10 s-os átlagokat 32 s-onként mért adatokból interpolációval



legnagyobb mértékű ózoncsökkenés alatti szinten végbemenő, a troposzféra által gerjesztett, szinoptikus skálájú advekcijára vezethetők vissza (McKenna et al., 1989), amely egy anticiklonnak a fő örvény alatti, pólus felé irányuló mozgásával függ össze. A vizsgálatból az is kitűnik, hogy ugyanaz a troposzférikus gerjesztés sarki sztratoszférikus felhők (PSC = polar stratospheric cloud) keletkezését is elősegíti. A sarki sztratoszférikus felhők előfordulása az Antarktiszon évszakos változást mutat. A legnagyobb gyakorisággal a leghidegebb időszakban (június és szeptember között) 10 és 25 km közötti magasságokban lépnek fel (McCormick et al., 1989). A felhők eloszlását illetően azok az alacsony hőmérsékletű helyeken jelennek meg. A felhők a tavasz előrehaladtával nagyobb magasságban hamarabb tűnnek el (24 km magasságban augusztus vége felé), mint a kisebb magasságokban (16 km magasságban szeptember–októberben). A felhők magassága a tél folyamán egyrészt az ülepedés miatt csökken, másrészt a hőmérséklet a besugárzás hatására nagyobb magasságban előbb kezd emelkedni. A sarki sztratoszférikus felhőket szinoptikus skálájú mozgások hozzák létre hirtelen lehűlés útján (Tuck, 1989).

Az ózonlyuk területén 20 km felett az örvényen kívüli koncentrációhoz ($1\text{--}2\text{ cm}^{-3}$) viszonyítva megnövekedett aeroszol koncentrációt ($<10\text{--}20\text{ cm}^{-3}$) észleltek és az alsó sztratoszférában 21–22 km magasságban aeroszol részecskékből álló réteget ($50\text{--}200\text{ cm}^{-3}$) is kimutatták, amely az ózonlyukkal egyidejűleg képződik. Az aeroszol részecskék nagyság szerinti eloszlása két csoport, egy kis méretű ($<0,25\text{ }\mu\text{m}$), szulfát részecskékből álló és egy nagy méretű ($>0,25\text{ }\mu\text{m}$), salétromsav-víz ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) összetételű részecskékből álló csoport jelenlétére utal (3. ábra) (Hofmann et al., 1989). További vizsgálatok szerint a kis méretű csoport jellemzői a térben alig változnak, tehát ez az aeroszol a háttér szerepét tölti be (Ferry et al., 1989). A durva részecske-frakció koncentrációja sarki sztratoszférikus felhőkkel összefüggő helyi növekedéseket mutat. A részecskék mérete és összetétele alapján a sarki sztratoszférikus felhők két csoportra oszthatók. Az I. típusú felhők mintegy $0,5\text{ }\mu\text{m}$

sugarú és 40 %-nál nagyobb salétomsav koncentrációjú részecskékből, a II. típusú felhők 6 μm , vagy annál nagyobb sugarú jégzemekből állnak (Kinne et al., 1989). Ebből viszont az is következik, hogy az aeroszol részecskék ülepedés útján csökkentik a nitrogén-oxidok és a víz koncentrációját. Az I. típusú felhőkben a koncentráció kb. 2 részecske/ cm^3 és a részecs-



3. ábra:

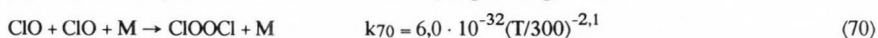
Adott sugárnál nagyobb aeroszolok integrált koncentrációjának változása a magassággal az Antarktiszon (McMurdo állomás) (baloldali ábra), valamint az integrált koncentráció a sugár függvényében (jobboldali ábra) 1987. augusztus 29-én (Hofmann et al., 1989)

kék még 21 km magasságban is megtalálhatók, míg a II. típusú felhőkben a koncentráció 0,03 részecske/ cm^3 -re tehető és a részecskék nagyrészt 15 km-nél kisebb magasságban fordulnak elő. A salétomsavgőz koncentrációja I. típusú sarki sztratoszferikus felhők jelenléte esetén a szilárd fázisú salétomsav keletkezésének következtében alacsonyabb.

A II. típusú sarki sztratoszferikus felhőket tekintve a felhők tulajdonságai a lehűlés sebességétől függenek. Hullámmozgástól származó felhőkben, ahol a lehűlés gyors, az aeroszol részecskék nagy részét érinti a fázisváltás. Ilyen esetben sok, de kisméretű ($<10 \mu\text{m}$) jégzem képződik, míg lassú lehűléssel képződő felhőkben az aeroszoloknak csak kis részéből keletkezik kevés, de nagyobb méretű ($>10 \mu\text{m}$) felhőelem (Toon et al., 1989).

Mint azt az ózonlyuk határával kapcsolatban említettük, az ózonlyuk légtére egyúttal kémiai zavart zóna. A kémiai zavart állapot kialakulásának a meghatározását az összetételre, illetve annak idő- és térbeli változásaira vonatkozó mérések teszik lehetővé. Az ózon koncentrációját befolyásoló vegyületekkel kapcsolatban megállapíthattuk, hogy az ózon koncentrációja a NO_2 , HO_2 és ClO koncentrációjának a változására a legérzékenyebb. *In situ* O_3 és ClO mérések már az antarktisi örvény tavaszi kémiai átalakulásának kezdetén, augusztus végén is magas (800 pptv 18 km magasságban) ClO keverési arányokat mutatnak a kémiai zavart zónában. Ebben a zónában a megnövekedett ClO koncentrációjú helyeken szeptember végére az ózon 75 %-a elbomlik. Az ózonkoncentráció csökkenésének folyamán negatív korreláció alakul ki O_3 és ClO koncentrációja között (Anderson et al., 1989a). Az ózonbomlás kinetikájának tanulmányozása alapján arra a következtetésre jutottak (Anderson

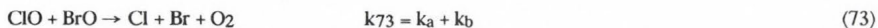
son et al., 1989b), hogy a 14 és 18 km közötti magasságban az ózonvesztesség 40 %-át a $2x(\text{Cl} + \text{O}_3 \rightarrow \text{ClO} + \text{O}_2)$ reakció és annak hatékonyságát meghatározó



rakció, illetve a



lépésekből álló ciklus (Molina és Molina, 1987) hozza létre. További ózonromboló mechanizmus a $\text{ClO} + \text{O}_3$, illetve $\text{BrO} + \text{O}_3$ reakciók és a hatékonyságukat korlátozó



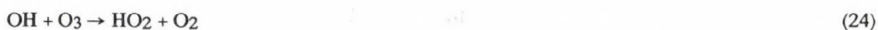
$$k_a = 2,9 \cdot 10^{-12} e^{217/T}$$

$$k_b = 5,8 \cdot 10^{-13} e^{168/T}$$

reakció által alkotott katalitikus ciklus (McElroy et al., 1986), amely a teljes ózonvesztességben 20 %-kal részesedik. A harmadik katalitikus ciklus a $\text{Cl} + \text{O}_3$ hatékonyságát szabályozó



és a



reakciókkal (Solomon et al., 1986) a teljes ózonvesztesség 4 %-át idézheti elő, míg a (44) és (46) reakciókból álló katalitikus ciklus (Molina és Rowland, 1974) az antarktiszi örvényben a teljes ózonvesztességhez csak 3 %-kal járulhat hozzá. Megjegyzendő, hogy az adatokat illetően ± 30 % bizonytalansággal kell számolni (főleg a sebességi állandók pontatlansága miatt).

Az előbbieken a sarki sztratoszférikus felhőkkel kapcsolatban ismertetett mérési eredmények arra engedtek következtetni, hogy az összetétel kialakításában a szilárd fázisnak is jelentős szerepe van. Így mindjárt az ózonlyuk felfedezését követően felmerült a gondolat,



hogy a reakciókhoz hasonló heterogén (gáz- és szilárdfázisú reagenseket egyaránt magában foglaló) reakciók az ózonra hatástalan vegyületekből, mint a HCl és ClONO_2 , erősen aktív termékeket, Cl_2 -t hozhatnak létre (sz a szilárd, g a gázfázist jelöli) (Solomon et al., 1986). Laboratóriumi vizsgálatokkal azt is kimutatták, hogy a (74) reakció csak jégfelületeken gyors lefolyású, gázfázisban kevésbé hatékony (Leu, 1988). A klór elsősorban az (57) reakció útján válik hatástalanná, a klór ózonromboló hatásának időtartamát tehát az NO_2 koncentrációja határozza meg. Az NO_2 koncentrációját HNO_3 képződése révén a (74) – (77) reakciók, de még hatékonyabban a reaktív nitrogént a gázfázisból eltávolító salétromsav trihidrát ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) felhőcseppek keletkezése (I. típusú sarki sztratoszférikus felhőkben) és

későbbi ülepedése csökkentheti. A nitrogénvegyületek kivonása II. típusú felhők létrejöttével egy kissé később indul meg, amelyek HNO_3 -t szilárd oldatban megkötve ülepedés útján távoznak (Turco et al., 1989). A denitrifikáció a lehülés mértékétől és a HNO_3 köd kondenzációjának időállandójától függ. A klórtalanítás nem olyan hatásos, mint a denitrifikáció, mivel a HCl rezervoár az aktív klórképzés miatt a II. típusú felhők keletkezése előtt kimerül. A heterogén reakciókat is figyelembevevő fotokémiai trajektoria-modellezés arra hívta fel a figyelmet, hogy a kémiailag zavart zóna állapota a sarki sztratoszferikus felhők által borított és a megvilágított területeken lejátszódó folyamatok közötti kölcsönhatás eredménye (Jones et al., 1989). Ugyanis a sztratoszferikus felhőkön kívül HNO_3 fotolízise útján NO_2 keletkezik, mely ClONO_2 -t alkot, ezáltal itt csökkentve a ClO koncentrációját. A sztratoszferikus felhőkbe jutva azután a ClO koncentrációja újra növekszik és dinamikus egyensúly alakul ki a gázfázisú és a heterogén kémiai folyamatok között. A HCl heterogén átalakulása során keletkező ClO mennyiségét nemcsak NO_x , N_2O_5 és ClONO_2 kezdeti koncentrációja határozza meg, hanem NO_x utánpótlása N_2O_5 és HNO_3 fotolízise, vagy transzport útján a sarki örvényen kívüli légteréből (Rodriguez et al., 1989).

A fenti heterogén reakciók a sztratoszféra leghidegebb és egyúttal legnagyobb ózonkoncentrációjú részében (10–25 km) teremtik meg a (44) reakcióval összefüggő és az előbbieken ismertetett ózon romboló ciklusok létrejöttéhez szükséges körülményeket.

N_2O és CH_4 magassági eloszlására vonatkozó mérések, továbbá az a körülmény, hogy a troposzferikus eredetű gázok teljes tartalma az Antarktisz felett kisebb, mint közepes földrajzi szélességeken, arra engednek következtetni, hogy az Antarktisz felett a korábbi feltételezésekkel ellentétben az alsó sztratoszférában leszálló légáramlás alakul ki, tehát a csökkent ózonkoncentrációt nem okozhatja ózonszegény levegő feláramlása a troposzférából (Toon et al., 1989a,b).

Ami az ózonlyuk kialakulását illeti, feltételezhető, hogy azt a nyolcvanas években az inaktív klór aktív klórrá való átalakulásának felgyorsulása okozta. Ez azért következett be, mivel a háttér klórkoncentráció afölé a szint fölé emelkedett, amely fölött az I. típusú felhőcseppeken végbemenő klór reakció már elég gyors ahhoz, hogy hatástalanítsa a II. típusú felhők útján megvalósuló klórtalanító hatást (Turco et al., 1989).

7. Ózonszökkenés az Arktiszon

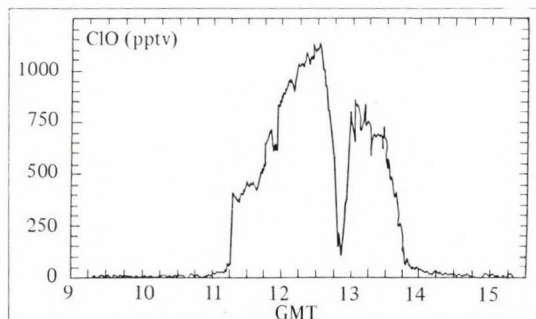
Az Antarktisz feletti ózonlyuk felfedezése után felmerült a kérdés, hogy nincs-e hasonló képződmény az Arktisz felett is. Ennek megállapítására tervezték az *Airborne Arctic Stratospheric Expedition* (AASE)-t 1989 telén (*Geophys. Res. Lett.*, 17, No4, 1990). Bár a sztratoszféra meteorológiai folyamatai télen az Arktisz felett hasonlóak az antarktisi sztratoszféráéhoz, a részleteket tekintve nagy különbségek mutatkoznak. Mindenekelőtt az a körülmény, hogy bár a sztratoszférában télen az Arktisz felett is intenzív sarki örvény (ciklon) alakul ki, azt sokkal nagyobb mértékben torzítja a troposzférából kiinduló planetáris hullámok. Ennek következtében ez az örvény kevésbé ellenálló a felszakadással szemben és a meridionális hőtranszport eredményeként melegebb is, mint az antarktisi.

Az észlelt januári hőmérsékletek elegendők sarki sztratoszferikus felhők képződéséhez. A megfigyelések arra engednek következtetni, hogy itt is kétféle sarki sztratoszferikus felhő keletkezik. Az I. típusú felhők többnyire gyors, adiabatikus lehülés útján jönnek létre, míg a II. típusú felhők a leghidegebb zónákban képződnek (McCormick et al., 1990). Az I. típusú felhőket 10 ppbv kondenzálódott HNO_3 -t és azazal azonos mennyiségű vizet tartalmazó részecskék alkotják, amelyek lehetnek kb. 0,5 μm sugarú gömbök, vagy alakatlanok és térfogatuk az 1,0 μm -nél nagyobb sugarú gömb térfogatának felel meg. (Toon et al., 1990a). A II. típusú felhők jégkristályokból állnak. 22,5 és 26 km között az antarktisihoz hasonló, kb. 40 cm^{-3} koncentrációt elérő aeroszol réteg is kimutatható, amelyet fotokémiai eredetűnek tartanak (Hofmann, 1990).

A háttér aeroszol képződésének feltételei növekvő magassággal 20 és 30 km között egyre kedvezőbbé válnak, amennyiben az előzetesen jelenlevő részecskék felülete csökken és a kénsavgőz utánpótlás növekszik. Hármass ($\text{H}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O} - \text{HNO}_3$) összetételű részecskék téli sztratoszferikus körülmények között nem stabilak (Hamill et al., 1990). Ez lehet az oka annak, hogy a háttér aeroszolt tisztán kénsav vizes oldatából álló részecskék alkotják. A jégkristályokból álló II. típusú sarki sztratoszférikus felhők kialakulásának pedig az lehet az egyik feltétele, hogy a jég rácsa csak $10^{-5} - 10^{-4}$ mol koncentrációnál kisebb mennyiségben képes felvenni HCl-t és HF-et (Elliot et al., 1990). Ugyanakkor azonban ez a feltétele a nagy mértékű reaktív klórfelszabadulásnak.

A ClO keverési aránya az örvényen belül az alsó sztratoszférában februárban megközelítette az örvényen kívül mért értékek (≈ 50 pptv) húszszorosát (>1000 pptv)

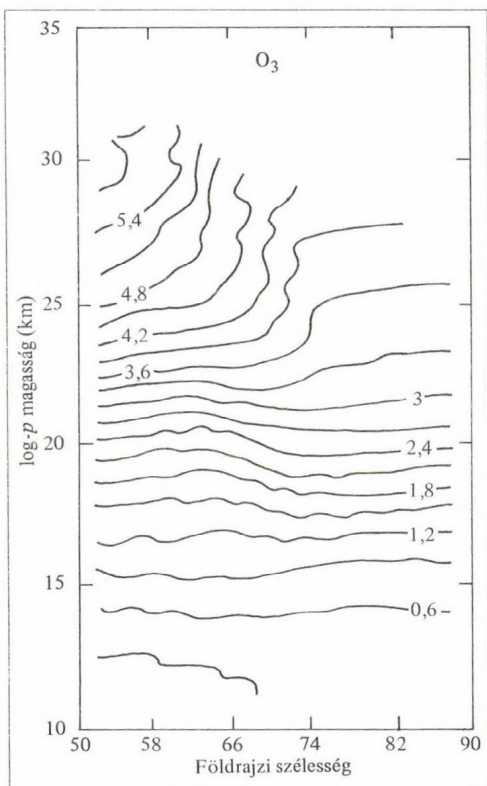
4. ábra:
ClO keverési arányának változása a földrajzi szélességgel (59° és 72° között) 1989. február 10-én, amint az ER-2 repülőgép támaszpontjáról felszállva 420 és 500 K közötti potenciális hőmérsékletnek megfelelő magasságban 72° szélességig repült, itt először magasságát csökkentve, majd újra felemelkedve ugyanazon az úton visszatért (Brune et al., 1990)



(4. ábra; Brune et al., 1990). Az ózon térbeli eloszlására irányuló mérések azt mutatják, hogy az ózon keverési arányának szélességi változásában a sarki örvény határától északra mintegy 23 km felett ugrásszerű csökkenés jelentkezik (5. ábra; Lait et al., 1990). A vizsgált időszakban az ózonréteg nem mutatott jelentősebb koncentrációcsökkenést, viszont jelentős koncentrációnövekedés jelentkezett február közepén egy sztratoszferikus felmelegedés hatására (Neuber és Krüger, 1990). Ugyanakkor februárban az örvényen belül nagy kiterjedésű, csökkent ózonkoncentrációjú (17 %) területeket fedeztek fel (Browell et al., 1990).

A magas ClO keverési arányok a reaktív-klórnak a HCl és ClONO_2 rezervoár vegyületekből az I. típusú sarki sztratoszferikus felhőelemekben, heterogén reakciók útján végbemenő felszabadulásával magyarázhatók (Jones et al., 1990a). Ez a reaktív nitrogén több mint 90 %-ának az elhasználásával és a rezervoár klór több mint 80 %-ának aktív klórrá való átalakításával egyenértékű. Így ezzel magyarázható, hogy az örvényen belül jelentősen kisebb HCl és NO_2 tartalmat, ugyanakkor nagyobb HNO_3 tartalmat észleltek, mint az örvényen kívül (Mankin et al., 1990). Ballon mérések azt mutatják, hogy a nitrogén-oxidok (NO és NO_2) majdnem teljesen átalakulnak HNO_3 -má (Kondo et al., 1990). A denitrifikáció még a II. típusú sztratoszférikus felhők megjelenése előtt megindul és ülepedés eredménye lehet (Hamill és Toon, 1990). Mikrofizikai vizsgálatok szerint ugyanis a HNO_3 részecskék ülepedésének ideje összemérhető azzal az idővel, amely ahhoz szükséges, hogy a kihulló jég szemek elnyeljék a gázfázisú HNO_3 -t. Mivel a HNO_3 részecskék képződése télen előbb megindul, mint a jég szemeké, a HNO_3 részecskékkel kapcsolatos denitrifikáció és a jég szemek ülepedésével összefüggő vízkoncentráció csökkenés külön folyamat (Toon et al., 1990b). A denitrifikációhoz szükséges alacsony hőmérséklet ritka az Arktiszon, ezért itt kisebb mértékű a HNO_3 veszteség. A jelenleg ismert fotokémiai reakciók szerint alacsony nitrogén-oxid tartalmú levegőben február folyamán több mint 20 ppbv/nap ózonvesztéségh lehet fel. Miatán a veszteségnek mintegy 74 %-a a ClO dimér (ClOOC) fotolízisével kapcsolatos, a hőmérséklet növekedésével egyre több ClO dimér bomlik el. Ezért az ózon-vesztés felmelegedés esetén csökken (McKenna et al., 1990). Megjegyzendő, hogy a gyors

sztratoszférikus zonális áramlás felváltva örvényen belüli és azon kívüli levegőt szállíthat a lassan mozgó sztratoszférikus felhők légterébe. Ez a folyamat a kémiai összetétel változékonyságához vezethet (Jones et al., 1990b). Az összetétel változékonyságát okozhatja a



5. ábra:

Az ózon keverési arányának (ppmv) változása a magassággal és a földrajzi szélességgel 1989. január 21-én (Lait et al., 1990)

zonális áramlás aszimmetriája is, amennyiben a levegőt a sötétségből megvilágított helyre, illetve magasabb hőmérsékletű zónába szállítja.

Az Antarktiszon feltételezett leszálló légáramlásnak a jelei az Arktiszon is megvannak. Inaktív nyomgázok (CH_4 , HF) koncentrációjának a mérése ugyanis azt mutatta, hogy az örvényen belül meghatározott összetételű levegő kisebb magasságban észlelhető, mint az örvényen kívül (Mankin et al., 1990). A lefelé mozgást az N_2O koncentráció magassággal való változását mutató, örvényen belüli szelvénynek az örvényen kívüli szelvényhez viszonyított lefelé tolódása is jelzi (Loewenstein et al., 1990). Az ózon koncentrációjának a sarki örvényen belüli csökkenését itt sem az ózonszegény troposzferikus levegőnek a sztratoszférába való áramlása idézi elő.

Összefoglalva megállapítható, hogy a nagymértékű ózonvesztés előidézéséhez szükséges heterogén reakciók feltételei az Arktiszon is megvannak. Az örvény zonális aszimmetriája azonban megakadályozza, hogy tartósan olyan hőmérséklet alakuljon ki, amikor a termikus bomlás és az ülepedés útján végbemenő klórtalanítás már nem tud lépést tartani az ózon szempontjából hatástalan klór hatékony klórrá való átalakulásával.

IRODALOM

- Anderson, J. G., 1982: Chemistry of stratospheric chlorine. In *Stratospheric Ozone and Man* (eds. F. A. Bower and R. B. Ward). CRC Press, Boca Raton, Florida, 155-193.
- Anderson, J. G., Brune, W. H. and Proffitt, M. H., 1989a: Ozone destruction by chlorine radicals within the Antarctic vortex. The spatial and temporal evolution of ClO-O₃ anticorrelation based on in situ ER-2 data. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11465-11479.
- Anderson, J. G., Brune, W. H., Lloyd, S. A., Toohey, D. W., Sander, S. P., Starr, W. L., Loewenstein, M. and Podolske, J. R., 1989b: Kinetics of O₃ destruction by ClO and BrO within the Antarctic vortex. An analysis based on in-situ ER-2 data. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11480-11520.
- Brasseur, G. and Solomon, S., 1984: *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. D. Reidel, Dordrecht.
- Browell, E. V., Butler, C. F., Ismail, S., Fenn, M. A., Kooi, S. A., Carter, A. F., Tuck, A. J., Toon, O. B., Proffitt, M. H., Loewenstein, M., Schoeberl, M. R. and Nagatani, M. R., 1990: Stratospheric temperatures during the 88-89 northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 325-328.
- Brune, W. H., Toohey, D. W., Anderson, J. G. and Chan, K. R., 1990: In situ observations of ClO in the Arctic stratosphere: ER-2 aircraft results from 59°N to 80°N latitude. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 505-508.
- Elliott, S., Turco, R. P., Toon, O. B. and Hamill, P., 1990: Incorporation of stratospheric acids into water ice. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 425-428.
- Fahey, D. W., Murphy, D. M., Kelly, K. K., Ko, M. K. W., Proffitt, M. H., Eubank, C. S., Ferry, G. V., Loewenstein, M. and Chan, K. R., 1989: Measurements of nitric oxide and total reactive nitrogen in the Antarctic stratosphere: Observations and chemical implications. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16665-16681.
- Farman, J. C., Gardiner, B. G. and Shanklin, J. D., 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* **315**, 207-210.
- Ferry, G. V., Neish, E., Schultz, M. and Pueschel, R. F., 1989: Concentrations and size distributions of Antarctic stratospheric aerosols. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16459-16474.
- Hamill, P. and Toon, O. B., 1990: Denitrification of the polar winter stratosphere: Implications of SAM II cloud formation temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 441-444.
- Hamill, P., Toon, O. B. and Turco, R. P., 1990: Aerosol nucleation in the winter Arctic and Antarctic stratospheres. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 417-420.
- Hofmann, D. J., 1990: Measurement of the condensation nuclei profile to 31 km in the Arctic in January 1989 and comparisons with Antarctic measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 357-360.
- Hofmann, D. J., Rosen, J. M., Harder, J. W. and Hereford, V., 1989: Balloon-borne measurements of aerosol, condensation nuclei and cloud particles in the stratosphere at McMurdo Station, Antarctica, during the spring of 1987. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11253-11269.
- Hunt, B. G., 1966: Photochemistry of ozone in a moist atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **71**, 1385-1398.
- Johnston, H. S., 1982: Odd nitrogen processes. In *Stratospheric Ozone and Man* (eds. F. A. Bower and R. B. Ward). CRC Press, Boca Raton, Florida, 87-140.
- Jones, R. L., Austin, J., McKenna, D. S., Anderson, J. G., Fahey, D. W., Farmer, C. B., Heidt, L. E., Kelly, K. K., Murphy, D. M., Proffitt, M. H., Tuck, A. F. and Vedder, J. F., 1989: Lagrangian photochemical modelling studies of the 1987 Antarctic spring vortex I. Comparison with AAOE observations. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11529-11558.
- Jones, R. L., Solomon, S., McKenna, D. S., Poole, L. R., Brune, W. H., Toohey, D. W., Anderson, J. G. and Fahey, D. W., 1990a: The polar stratospheric cloud event of January 24: Part 2. Photochemistry. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 541-544.
- Jones, R. L., McKenna, D. S., Poole, L. R. and Solomon, S., 1990b: On the influence of polar stratospheric cloud formation on chemical composition during the 1988/89 Arctic winter. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 545-548.
- Kinne, S., Toon, O. B., Toon, G. C., Farmer, C. B., Browell, E. V. and McCormick, M. P., 1989: Measurements of size and composition of particles in polar stratospheric clouds from infrared solar absorption spectra. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16481-16491.
- Kondo, Y., Amedieu, P., Matthews, W. A., Fahey, D. W., Murcray, D. G., Hofmann, D. J., Johnston, P. V., Iwasaka, Y., Iwata, A. and Sheldon, W. R., 1990: Balloon-borne measurements of total reactive nitrogen, nitric acid and aerosol in the cold Arctic stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 437-440.

- Lait, L. R., Schoeberl, M. R., Newman, P. A., Proffitt, M. H., Loewenstein, M., Podolske, J. R., Strahan, S. E., Chan, K. R., Gary B., Margitan, J. J., Browell, E., McCormick, P. and Torres, A., 1990: Reconstruction of O₃ and N₂O fields from ER-2, DC-8 and balloon observations. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 521–524.
- Leu, M. T., 1988: Laboratory studies of sticking coefficients and heterogeneous reactions important in the Antarctic stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 17–20.
- Loewenstein, M., Podolske, J. R. and Chan, K. R., 1990: N₂O as a dynamical tracer in the Arctic vortex. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 477–480.
- Mankin, W. G., Coffey, M. T., Goldman, A., Schoeberl, M. R., Lait, L. R. and Newman, P. A., 1990: Airborne measurements of stratospheric constituents over the Arctic in the winter of 1989. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 473–476.
- McCormick, M. P., Trepte, C. R. and Pitts, M. C., 1989: Persistence of polar stratospheric clouds in the southern polar region. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11241–11251.
- McCormick, M. P., Kent, G. S., Hunt, W. H., Osborn, M. T., Poole, L. R. and Pitts, M. C., 1990: Arctic polar stratospheric cloud observations by airborne lidar. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 381–383.
- McElroy, M. B., Salawitch, R. J., Wofsy, S. C. and Logan, J. A., 1986: Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine. *Nature* **321**, 759–762.
- McKenna, D. S., Jones, R. L., Austin, J., Browell, E. V., McCormick, M. P., Krueger, A. J. and Tuck, A. J. 1989: Diagnostic studies of the Antarctic vortex during the 1987 Airborne Antarctic Ozone Experiment: Ozone miniholes. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11641–11668.
- McKenna, D. S., Jones, R. L., Poole, L. R., Solomon, S., Fahey, D. W., Kelly, K. K., Proffitt, M. H., Brune, W. H., Loewenstein, M. and Chan, K. R., 1990: Calculations of ozone destruction during the 1988/89 Arctic winter. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 553–556.
- Mészáros, E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Molina, J. S. and Rowland, F. S., 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalyzed destruction of ozone. *Nature* **249**, 810–814.
- Molina, L. T. and Molina, M. J., 1987: Production of Cl₂O₂ from the self-reaction of the ClO radical. *J. Phys. Chem.*, **91**, 433–436.
- Neuber, R. and Krüger, B. C., 1990: The stratospheric ozone layer above Spitzbergen in winter 1989. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 321–324.
- Pitts, M. C., Poole, L. R. and McCormick, M. P., 1990: SAGE II observations of polar stratospheric clouds near 50°N January 31 – February 2, 1989. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 405–408.
- Rodriguez, J. M., Ko, M. K. W., Sze, N. D., Pierce, S. D., Anderson, J. G., Fahey, D. W., Kelly, K., Farmer, C. B., Toon, G. C., Coffey, M. T., Heidt, L. E., Mankin, W. G., Chan, K. R., Starr, W. L., Vedder, J. F. and McCormick, M. P., 1989: Nitrogen and chlorine species in the spring Antarctic stratosphere. Comparison of models with airborne antarctic ozone experiment observations. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16683–16703.
- Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S. and Wuebbles, D. J., 1986: On the depletion of antarctic ozone. *Nature* **321**, 755–757.
- Strahan, S. E., Loewenstein, M., Podolske, J. R., Starr, W. L., Chan, K. R., Proffitt, M. H. and Kelly, K. K., 1989: Correlation of N₂O and ozone in the southern polar vortex during the Airborne Antarctic Ozone Experiment. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16749–16756.
- Sze, N. D., 1982: Odd hydrogen processes. In *Stratospheric Ozone and Man* (eds. F. A. Bower and R. B. Ward). CRC Press, Boca Raton, Florida, 141–153.
- Sze, N. D., Ko, M. K. W., Weisenstein, D. K., Rodriguez, J. M., Stolarski, R. S. and Schoeberl, M. R., 1989: Antarctic ozone hole: Possible implications for ozone trends in the southern hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11521–11528.
- Toon, G. C., Farmer, C. B., Schaper, P. W., Blavier, J.-F. and Lowess, L. L., 1989a: Ground-based infrared measurements of tropospheric source gases over Antarctica during the 1986 Austral spring. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11613–11624.
- Toon, G. C., Farmer, C. B., Lowes, L. L., Schaper, P. W., Blavier, J.-F. and Norton, R. H., 1989b: Infrared aircraft measurements of stratospheric composition over Antarctica during September 1987. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16571–16596.

- Toon, O. B., Turco, R. P., Jordan, J., Goodman, J. and Ferry, G., 1989: Physical processes in polar stratospheric ice clouds. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11359–11380.
- Toon, O. B., Browell, E. V., Kinne, S. and Jordan, J., 1990a: An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 393–396.
- Toon, O. B., Turco, R. P. and Hamill, P., 1990b: Denitri fication mechanisms in the polar stratospheres. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 445–448.
- Tuck, A. F., 1989: Synoptic and chemical evolution of the Antarctic vortex in late winter and early spring 1987. *J. Geophys. Res.*, **94**, 11687–11737.
- Turco, R. P., Toon, O. B. and Hamill, P., 1989: Heterogeneous physico-chemistry of the polar ozone hole. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16493–16510.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2-3. szám, 1991. március-június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2-3 March-June 1991

A meridionális szélkomponens ingadozása az alsó sztratoszférában

Koppány György

JATE Éghajlattani Tanszék, Szeged, H-6722 Pf. 661

E vizsgálat azon föltevésen alapul, hogy a poláris térségben a sztratoszférikus ózon koncentráció jórészt a trópusoktól a magas szélességek felé irányuló transzport függvénye télen. A télutó és koratavas idején több magasnyomású gerinc és centrum figyelhető meg a 30 hPa szinten, amely a mérsékelt szélességekről a poláris térségbe nyomul. Ezen „meridionális impulzusokat” erősödő S-szél komponens és a magas szélességeken emelkedő hőmérséklet kíséri. Két esettanulmányt mutat be jelen vizsgálat: 1970–1971-et kizárólag pacifikus gerincekkel és 1971–1972-öt pacifikus és atlanti gerincekkel. A maximális S-szél komponensek és maximális hőmérsékletek között korrelációt számítottunk. A téli poláris sztratoszféra fölmelegedésére néhány lehetséges magyarázatot említ a szerző.

*

Variation of the meridional wind-component in the lower stratosphere. This investigation is based on premise that the polar stratospheric ozone concentration in winter is largely subject to meridional transport from the tropical to the high latitudes. In late winter and early spring several ridges and high pressure systems are observed at 30 hPa level advancing from mid latitude to the polar region in the northern hemisphere. These „meridional impulses” are accompanied by strengthening S-wind and increasing temperature in high latitudes. Two case studies are presented in this paper: 1970–1971 with ridges exclusively from Pacific, and 1971–1972 with ridges both from Pacific and Atlantic sectors. The correlation between maximum S- wind components and maximum temperatures are calculated. Some possible explanations of warming in winter polar stratosphere are concluded.

Bevezetés

A légkör teljes ózontartalmának legnagyobb része az alsó sztratoszférában (16–27 km között) található (Rex, 1969, Mészáros, 1977). A teljes ózontartalom évi ingadozása a legkisebb az Egyenlítőn, ahol egész évben 250–260 Dobson-egység között változik, az északi pólus közelében a legnagyobb az ingás: tavasz elején 440, ősszel 290 egység. A déli félgömbön az 55°S közelében a déli hemiszféra tavaszán, október–novemberben 420 Dobson-egységgel tetőzik, míg ugyanitt május–júliusban 340 egységre csökken. Az ózontartalom évi átlagánk maximuma Északkelet-Ázsia, illetve Észak- Kanada fölött található 380 Dobson-egységgel. Fotokémiai elmélet alapján azt várhatnánk, hogy a teljes ózontartalom a trópusi övben legyen a legnagyobb: 500–550, míg a magasabb szélességek felé fokozatosan csökkenjen 150–200 Dobson-egységig, nyári maximummal és téli minimummal.

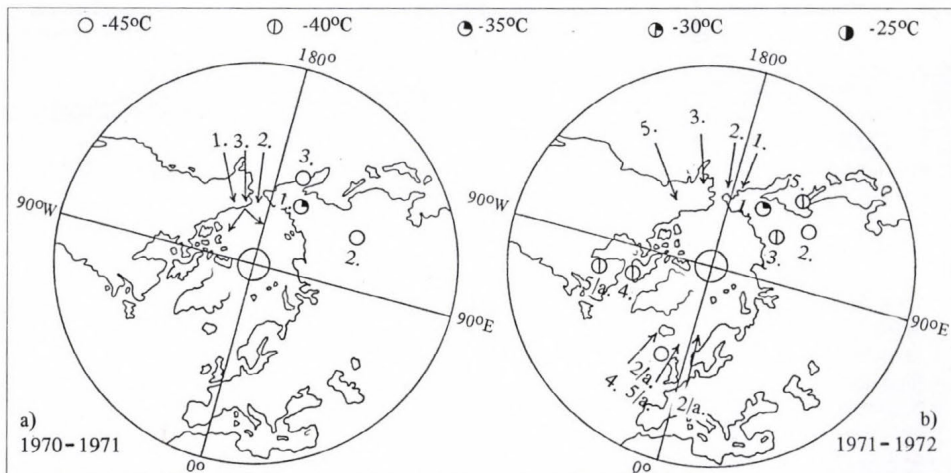
Nyilvánvaló, hogy az ózontartalom tavaszi maximuma és ennek a magas szélességeken való elhelyezkedése a fotokémiai elmélet alapján nem magyarázható. A tényleges ózon-eloszlást a sztratoszféra cirkulációjának évszakos sajátosságaival tudjuk értelmezni. A sztratoszférában nyáron E-áramlás uralkodik, amelynek sebessége havi átlagban legfeljebb 7–17 m/s. A nyári és koraőszi hónapokban a meridionális áramlás gyakorlatilag elhanyagolható az alsó sztratoszférában. Ősszel a sarki sztratoszféra lehűlésével az áramlás iránya

fokozatosan megfordul, W-komponens válik uralkodóvá, amelynek sebessége január–februárban havi átlagban eléri a 30–38 m/s-ot (a 60–70°N környezetében). Az északi félgömbön a W-szél erősödésével, általában januártól kezdődően, jelentős amplitudójú bárikus gerincek és teknők alakulnak ki, eközben a meridionális szélkomponens is erősödik. Különösen állandósult gerinc található a tél második felében és koratavasszal a pacifikus térségben, egy kevésbé állandó gerinc pedig az atlanti-európai szektorban (Koppány, 1989). Ezek hátoldalán, a gerinc fejlettségétől függően, változó erősségű S-szélkomponenst találunk. A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása január és március–április hónapok között több hullámban történik. Az 1963–1982. évek vizsgálata szerint 3–7 ún. „meridionális impulzus” játszódik le ilyenkor, amely egy-egy magas nyomású képződménynek a poláris térségbe való benyomulásában realizálódik. A déli szélkomponens ilyenkor jelentősen megerősödik (egy-egy szélsőséges esetben elérheti a 40–50 m/s-ot). A déli szélkomponens megerősödése felelős az ózonnak a sarki térségbe való advekcijáért. Figyelembe kell vennünk, hogy az Egyenlítő és a 30. szélesség közötti terület úgy aránylik a 60. és 90. szélesség közötti területhez, mint 3,7 az egyhez. Az ózon így a jóval kiterjedtebb trópusi sztratoszférából advektálódik a télutó és a koratavas hónapjaiban a sarki sztratoszférába, ahol éppen ezért a tél végén, tavasz elején a sarkvidéken a legnagyobb az ózon koncentrációja.

A déli félgömbön a 40–60°S között télen rendkívül erős W-áramlás alakul ki, az átlagsebesség eléri a 70 m/s-ot (Knittel, 1976). Ez erősen korlátozza az ózon advekciját a 60°S és a déli pólus közötti térség felé. A W-áramlási gyűrűn belül ezért tavasszal jóval kisebb az ózontartalom, mint az 50–60°S közötti zónában.

1. Célkitűzés és módszer

Az ózon globális és évszakos eloszlása szorosan összefügg az alsó sztratoszféra cirkulációjának meridionális komponensével. Egy előző vizsgálatunkban a 30 hPa napi hemiszférikus térképeinek 20 éves (1963–82) sorozatát elemeztük január–március, illetve január–május hónapokra vonatkozóan (Koppány, 1989). Ezúttal két olyan évet választottunk vizsgálat céljára, amelyek közül az egyikben, 1970/71 téli félévében kizárólag a pacifikus térségből indult ki „meridionális impulzus”, amely végül a tavaszi átforduláshoz vezetett. A másik vizsgált év 1971/72 téli időszaka volt, amikor a pacifikus mellett az atlanti-európai szektorból is indultak ki „meridionális impulzusok” (1. ábra).



1. ábra: Poláris gerincek és a kísérő meleg góccok pozíciói a 30 hPa szinten 1970/71 (a) és 1971/72 (b) téli hónapjaiban. Dátumok (a): 1: január 5–31.; 2: március 3–9.; 3: március 12.–végleges; (b) 1: január 6–10.; 2: február 2–15.; 2/a: február 9–13.; 3: február 20–március 3.; 4: február 24–26.; 5: március 16.–végleges; 5/a: március 11–13.

Az 1970/71 és 1971/72 téli félévek napi hemiszférikus térképeinek (*Meteorologische Abhandlungen*, 1970–1972) felhasználásával meghatároztuk egyrészt a 30 hPa szinten a geosztrofikus szél S-komponensét a 60°N mentén, mégpedig 30 hosszúsági fok felbontásban. Megállapítottuk a naponkénti maximális S-komponenset ($V_{\max}$), amely az esetek túlnyomó részében a 120°E–180°, hosszúságok között fordult elő, azaz a pacifikus térségben. A 30 hPa szintnek 22–24 km közötti magasság felel meg. Másrészt a napi térképekről leolvastuk a 30 hPa szinten előfordult maximális hőmérsékletet ($T_{\max}$), amely a 45°N és az északi pólus között, többnyire a bárikus gerincek hátoldalán, illetve a teknők előoldalán volt található.

Munkahipotézisünk szerint a téli hónapokban a sarki térségben fölmelegedést a déli áramlás megerősödésével egyidejűleg, vagy röviddel azt követően lehet várni. Mivel a téli félévben a 30 hPa szinten -45°C-nál magasabb hőmérséklet az északi hemiszféra egyetlen szélességén sem található, a -45°C-ot meghaladó hőmérséklet a magas szélességeken nem lehet melegadvekcio következménye. Korábbi vizsgálatok szerint a sztratoszférában a hőmérséklet és az ózonkoncentráció között pozitív kapcsolat mutatható ki (*Borbély*, 1976). Föltételezhetjük ezért, hogy a sztratoszféra fölmelegedése a déli áramlás erősödésekor az ózonadvekcioval van valamilyen összefüggésben.

Mivel a nyári félévben a sarki sztratoszféra a hosszantartó napsütés következtében -40°-ra fölmelegszik, a sztratoszféra cirkulációja, ezen belül az S-komponens lényegesen legyengül, vizsgálatunkat az évnek erre a részére nem terjesztettük ki.

2. Eredmények

Az I., illetve II. táblázat áttekintést ad az 1970/71, és 1971/72. október–április, illetve október–március hónapjainak átlagos hőmérsékleti viszonyairól a 30 hPa szinten. Az I. táblázatban 10° szélességi körönként számított zonális átlagok szerepelnek, míg a II. táblázatban a 10 x 10 fokos felbontású havi átlaghőmérsékletek maximumát találjuk, továbbá a havi legmagasabb hőmérséklet földrajzi koordinátáit. Mindkét táblázat azt igazolja,

I. táblázat:
Havi középhőmérsékletek (°C) zonális átlagai a 30 hPa szinten

	80°N	70°N	660°N	50°N	40°N	30°N	20°N	10°N
1970.								
Október	-60,1	-57,4	-55,6	-54,9	-54,6	-55,1	-56,0	-56,1
November	-68,6	-63,9	-59,6	-57,5	-56,8	-56,4	-56,1	-55,2
December	-76,2	-69,9	-62,8	-57,6	-55,9	-56,1	-56,3	-54,7
1971.								
Január	-54,9	-56,1	-55,8	-55,8	-57,4	-59,4	-59,3	-57,3
Február	-64,5	-61,4	-59,2	-58,4	-58,7	-59,5	-59,0	-56,2
Március	-56,0	-56,2	-56,8	-56,9	-56,8+	-57,1	-56,8	-54,7
Április	-51,6	-52,1	-52,6	-53,8	-55,0	-55,7	-55,9	-55,1
Október	-61,0	-58,2	-56,0	-55,1	-54,3	-53,9	-54,5	-56,1
November	-70,1	-65,7	-61,0	-57,5	-55,6	-54,5	-54,4	-55,5
December	-75,5	-69,5	-62,2	-57,0	-55,0	-54,9	-55,2	-56,1
1972.								
Január	-76,7	-68,5	-60,4	-55,6	-54,7	-55,6	-57,0	-58,4
Február	-66,3	-60,2	-56,0	-54,4	-54,9	-56,0	-57,5	-59,2
Március	-54,9	-53,3	-52,4	-53,9	-55,4	-56,0	-56,8	-58,5
Április	-45,1	-47,5	-50,6	-53,7	-55,3	-55,2	-55,1	-56,6

II. táblázat:
A havi középhőmérsékletek maximumai a 30 hPa szintre

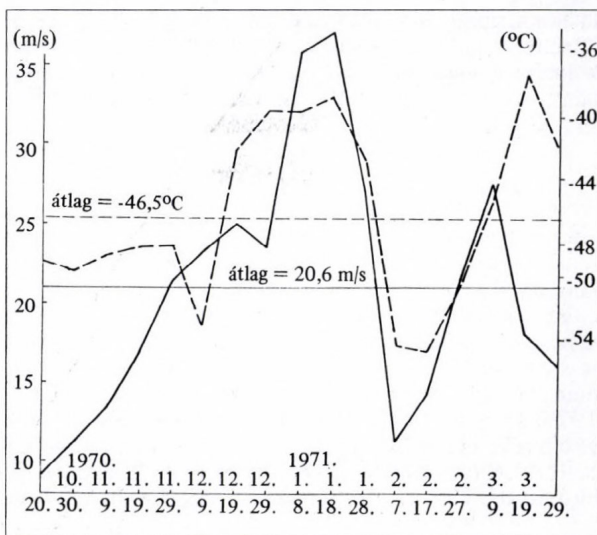
	$T_{\max}$	φ	λ
1970.			
Október	-47,1	60°N	160°E
November	-49,3	50°N	130°E
December	-45,4	50°N	140°E
1971.			
Január	-46,4	60°N	150°E
Február	-54,3	50°N	150°E
Március	-46,1	60°N	160°E
Október	-49,9	60°N	180°
November	-49,9	50°N	160°E
December	-46,0	50°N	160°E
1972.			
Január	-44,1	60°N	170°E
Február	-46,7	60°N	170°E
Március	-47,4	60°N	140°E

hogy az északi hemiszféra egyetlen zónájában és szinte egyetlen pontjában sem mérték -45 fokot meghaladó és tartósan megmaradó hőmérsékletet. Egyetlen kivétel 1972. január, amikor a 60°N és 170°E pontban a havi középhőmérséklet -45 fok fölé emelkedett. Mint az 1/b. ábra is illusztrálja, ez a magas hőmérséklet az 1972. január 6–10. között lezajlott „meridionális impulzussal” áll összefüggésben.

A 2. ábra bemutatja 30 hPa szinten naponta mért maximális hőmérsékletek ($T_{\max}$) 10-napos átlagainak, valamint a maximális S-komponensek ($V_{\max}$) 10-napos közepeinek menetét 1970. október 15. és 1971. április 2. között. Az abszcissza-tengelyen a dekádok 6. napjának dátuma szerepel. Jól kirajzolódik a $V_{\max}$ fokozatos erősödése október közepétől

2. ábra:

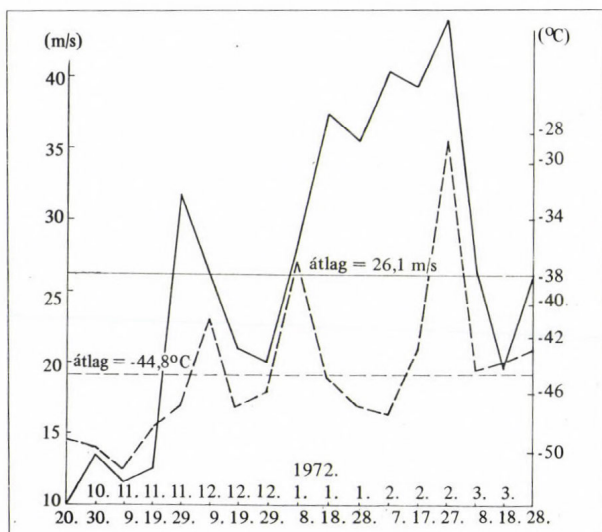
A geosztrófikus szél S-komponenseinek maximumai ($V_{\max}$ kihúzott görbe) a 60°N szélességen (10-napos átlagok) 1970. október 15. és 1971. április 2. között, valamint a legmagasabb hőmérsékletek ($T_{\max}$ szaggatott görbe) 10-napos átlagai a 30 hPa szinten



január közepéig. A „meridionális impulzusok” hiányában (1/a. ábra) a déli szélkomponens maximumai erőteljesen csökkentek, majd március elején, a következő „meridionális impulzus” hatására átmenetileg ismét megerősödtek: 11 m/s-ról 27 m/s-ra. Ezután ismét csökkent a $V_{\max}$. Az öt és fél havi, szezonális átlag 20,6 m/s volt.

A maximális hőmérsékletek 1970. december második felében kezdtek jelentősen emelkedni és 1971. január közepén érték el a -39°C értékű csúcsot, a $V_{\max}$ erősödésével egyidejűleg. Az utóbbival párhuzamosan csökkentek február közepéig, majd márciusban előbb a $V_{\max}$ -al párhuzamosan, a hónap végén a déli szélkomponenstől függetlenül emelkedtek. A $T_{\max}$ szezonális átlaga $-46,5^{\circ}\text{C}$ volt.

A 3. ábra az előzőhöz hasonlóan mutatja be a $T_{\max}$ és $V_{\max}$ 10 napos átlagainak menetét 1971. október 15. és 1972. április 1. között (1972. év szökőév lévén a záródátum



3. ábra:

A geosztrofikus szél S-komponenseinek maximumai ($V_{\max}$ kihúzott görbe) a 60°N szélességen (10-napos átlagok) 1971. október 15. – 1972. április 1. között, valamint a legmagasabb hőmérsékletek ($T_{\max}$ szaggatott görbe) 10-napos átlagai a 30 hPa szinten

különbözik az 1971. évitől). Itt is szembevetendő $V_{\max}$ erősödése októbertől kezdődően, de az előző évvel ellentétben 1971. november végén 32 m/s értékkel egy átmeneti maximumot találunk, majd 1972. február végén 44 m/s-mal egy még erősebb csúcserőket. A két egymást követő év cirkulációs különbségeit mutatja a $V_{\max}$ szezonális (5,5 havi) átlagértékének különbsége is: míg az 1970/71-es szezonban 20,6 m/s volt az átlagos meridionális komponens, addig az 1971/72-es szezonban 26,1 m/s. A $T_{\max}$ szezonális átlaga 1971/72-ben $-44,8^{\circ}\text{C}$ volt.

Az 1971/72-es időszak során a $T_{\max}$ menetében három kiugró melegeledést találunk (3. ábra): 1. december elején; 2. január elején és 3. február végén. Ezzel csaknem egyidőben erősödött a S-áramlás is. Feltűnő azonban, hogy január második felétől február közepéig az aránylag erős déli áramlás ellenére a $T_{\max}$ visszaesett.

Részletesebben is megvizsgáltuk $V_{\max}$ naponkénti értékei közötti kapcsolatokat. A korreláció számítását elvégeztük külön-külön az 1970/71. és 1971/72. évekre a teljes populációra (ősztől tavaszig), és a szezon első felére (október 15–december 31.). A szinkron kapcsolatban kívül kiszámítottuk a $T_{\max}$ 1–5 napos késleltetésével nyert aszinkron korrelációt is. Az eredményeket a III. táblázat tartalmazza. Megállapítható, hogy a cirkuláció S-komponense és a magasabb szélességeken megjelenő meleg-gócok hőmérséklete között az 1970/71-es időszakban lényegesen erősebb kapcsolat alakult ki, mint a következő 1971/72-es téli félévben. Különösen sokat romlott az összefüggés az 1972. január–március hónapokban. A táblázatban nem közölt korrelációk ezen időszakban: eltolás nélkül 0,18, 1 nap eltolással 0,127, s a további eltolásokkal 0,1 alá csökken. Ezzel szemben az 1971. január 1–

április 10. közötti részpopulációra számított korrelációk szembetűnően magasak (0,75–0,83).

III. táblázat:

A $V_{\max}$ és $T_{\max}$ értékei közötti szinkron és aszinkron korreláció (1970/71 és 1971/72)

Időszak	Eltolás nélkül	1	2	3	4	5-nap eltolással
1970. október 15. – 1971. március 10.						
147 nap	0,668	0,693	0,693	0,659	0,620	0,574
1970. október 15. – december 31.						
78 nap	0,628	0,639	0,605	0,524	0,442	0,3209
1971. január 1. – március 10.						
69 nap	0,752	0,801	0,827	0,803	0,790	0,764
1971. október 15. – 1972. március 12.						
150 nap	0,502	0,493	0,459	0,455	0,461	0,414
1971. október 15. – december 31.						
78 nap	0,470	0,513	0,529	0,541	0,559	0,491

Az 1971/72-es tél során két jelentős fölmelegedés történt a sarki sztratoszférába: 1. január 6–10. és 2. február 24–26. között. A 30 hPa szinten az előbbi esetben –35, az utóbbi esetben –20°C csúcshőmérsékleteket mértek a 60°N és az északi pólus között. A IV. táblázat

IV. táblázat: *A $V_{\max}$ (m/s) és $T_{\max}$ (°C) napi értékei a 30, illetve a 10 hPa szinten 1971. január 1–14. és február 22–március 1. közötti időszakban*

Január														
Nap	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
30 hPa														
V _{max}	22	22	30	30	26	24	30	37	26	22	26	30	39	33
T _{max}	-45	-45	-45	-40	-40	-40	-35	-35	-35	-40	-40	-40	-40	-45
10 hPa														
V _{max}	45	37	45	59	59	48	52	45	52	45	52	59	45	45
T _{max}	-40	-35	-30	-30	-30	-30	-30	-25	-25	-25	-25	-30	-35	-40
Február											Március			
Nap			22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29	1.			
30 hPa														
V _{max}			37	43	43	48	45	41	48	52	33			
T _{max}			-30	-30	-25	-25	-25	-30	-25	-20	-35			
10 hPa														
V _{max}			52	67	67	67	54	46	52	43	45			
T _{max}			-20	-30	-25	-20	-20	-10	-15	-25	-30			

összehasonlító áttekintést nyújt a $V_{\max}$ és $T_{\max}$ naponkénti értékeiről, és pedig a 30 hPa (22–24 km), illetve a 10 hPa (28–31 km) szintadatai alapján. A két idősor közül az első 1972. január 1–14. közötti, a második február 22–március 1. közötti időszakot foglalja magában. Mindkét idősorra jellemző, hogy a 10 hPa szinten erősebb déli szélkomponenseket és magasabb hőmérsékleteket mértek, mint a 30 hPa szinten. A $V_{\max}$ a 10 hPa szinten csaknem kivétel nélkül a 90–120°E között lépett fel. Említésre méltó, hogy január 11-én a 10 hPa szinten az Arktikus térségben 145 m/s szélsébséget is mértek. Ezen a napon a $V_{\max}$ 52 m/s-nek adódott.

A két időszak során $V_{\max}$ legnagyobb értéke 67 m/s volt február 23–25. között, a $T_{\max}$ pedig február 27-én érte el -10°C -kal a csúcst a 10 hPa szinten, míg a 30 hPa szinten $T_{\max} - 20^{\circ}\text{C}$ -kal február 29-én tetőzött.

3. Következtetések

A sztratoszféra téli-tavaszi cirkulációját egyrészt az erős W-áramlás jellemzi, másrészt a rendszertelen időközöként megjelenő „meridionális impulzusok” föllépése. Ez utóbbitak megerősödő S- szélkomponens, továbbá a magas nyomású gerincek hátoldalán hőmérsékletemelkedés kíséri. A 30 hPa szinten -20 , -25 , a 10 hPa szinten -10°C -t is elérhet a hőmérséklet. Mivel az adott szinteken ilyen magas hőmérséklet az egész északi hemiszférában sehol sem található a melegekedést megelőzően, ezért ilyen esetekben melegadvekciónal nem magyarázhatjuk a közepes és magas szélességeken mutatkozó fölmelegekedést.

Három föltételezés jöhet szóba a magas hőmérséklet magyarázatára:

1. Az S-áramlás erősödésével megnövekvő ózonkoncentráció a rövidhullámú sugárzási tartományban ($<0,3 \mu\text{m}$) fokozott mértékben nyeli el a szoláris sugárzást. Ennek ellene mond az, hogy a téli hónapokban hiányzik vagy csekélyebb az adott térségben a napsugárzás.

2. A hosszúhullámú tartományban ($9,5 \mu\text{m}$ körül) elnyelő ózon a földi kisugárzás abszorpciója során okoz felmelegekedést. Ennek viszont nagyrészt ellene mond, hogy a legmagasabb hőmérsékletek a sztratoszférában többnyire olyan földrajzi térségekben lépnek fel, mint Észak-Szibéria, Észak-Kanada, Észak-Grönland, ahol a talajfelszín a leghidegebb, így a földi kisugárzás a leggyengébb.

3. A rendelkezésre álló adatok alapján nem bizonyítható, csupán föltételezhető olyan mechanizmus, amely a magas nyomású gerincek hátoldalán leszálló légmozgást okoz. Amennyiben ilyen mechanizmusok létrejönnek, adiabatikus melegedéssel magyarázhatókká válnak a tapasztalt magas hőmérsékletek a sztratoszférában.

IRODALOM

- | | |
|--|---|
| <p>Borbély, E., 1976: A légkör ózontartalmának és a sztratoszféra hőmérsékletének változásai. <i>Időjárás</i>, 80. pp. 332–336.</p> <p>Kittel, J., 1976: Ein Beitrag zur Klimatologie des Stratosphäre der Südhalbkugel. <i>Meteor. Abhandlungen</i>, Serie A. Bd. 2. Heft. 1. Freie Universität Berlin</p> <p>Koppány, Gy., 1989: A sztratoszféra cirkulációjának tavaszi átfordulása az északi hemiszférán. <i>Időjárás</i> 93, 340–350.</p> | <p>Mészáros, E., 1977: A levergőkémia alapjai. Akadémiai Kiadó</p> <p><i>Meteorologische Abhandlungen</i>, 1970–1972, Serie B. Grundmaterial. Freie Universität Berlin</p> <p>Rex, D. F., 1969: Climate of the Free Atmosphere. World Survey of Climatology, Vol. 4. Elsevier</p> |
|--|---|

A sztratoszferikus ózon térbeli eloszlása

Bozó László

Központi Légkörfizikai Intézet H-1675 Budapest Pf. 39.

A sztratoszferikus ózon térbeli és időbeli eloszlását egy adott légoszlopban a fotokémiai keletkezés és fogyás, valamint a horizontális és vertikális légmozgások által szállított ózon mérlege határozza meg. Ennek következtében a sztratoszferikus ózon koncentrációjának maximuma nem ott alakul ki, ahol a napsugárzás intenzitása maximális. Kémiai-meteorológiai modellekkel végzett számítások, valamint mérési eredmények felhasználásával bemutatjuk az ózon globális eloszlásának évi menetét. Megvizsgáljuk, hogy a térbeli eloszlás kialakításában szerepet játszó fotokémiai, illetve dinamikai folyamatok közül melyek a meghatározóak a különböző földrajzi szélességeken.

*

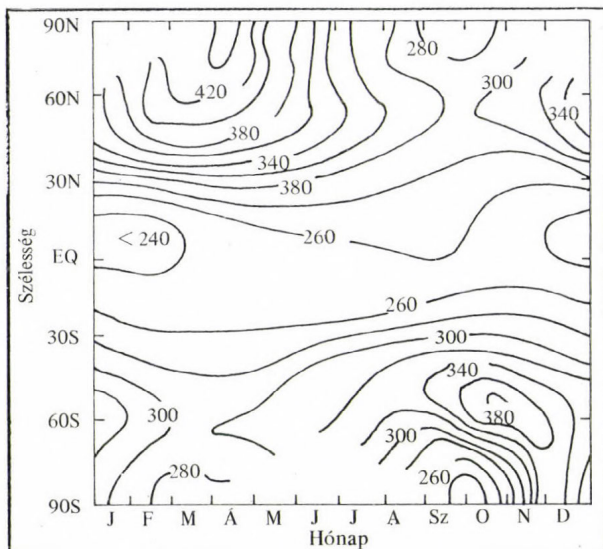
The spatial distribution of stratospheric ozone. The local concentration of stratospheric ozone in any region of the stratosphere is set by a balance between photochemical production and transport into the region versus local photochemical removal and export out of the region. The maximal ozone concentration does not occur in the region where the maximal intensity of solar radiation can be detected. By means of chemical-meteorological models as well as atmospheric measurements the annual cycle of the spatial distribution of stratospheric ozone is presented. The relative importances of chemical and dynamical processes influencing the distribution of ozone at different latitudes are also discussed.

1. A sztratoszferikus ózon globális eloszlása

Sztratoszférának nevezzük a légkörnek a kb. 14–16 km-től kb. 50 km-es magasságig terjedő rétegét. A légkörben lévő teljes ózonmennyiség (kb. $3360 \cdot 10^6$ t) több, mint 90 %-a a sztratoszférában található. Ez az ózonréteg nyeli el a napsugárzás 0,22–0,29 μm közötti sávját, amely – ha a földfelszínre lejutna – a földi élet szempontjából rendkívül veszélyes lenne. A sztratoszferikus ózonréteg alapvető szerepet játszik a légkör hőmérsékleti profiljának kialakításában, mivel aktív hőelnyelő, illetve hőtadó felszínként viselkedik. Ennek a rétegnek a vizsgálata, a benne zajló kémiai, illetve dinamikai folyamatok megismerése tehát kiemelt jelentőségű.

A sztratoszferikus ózon térbeli és időbeli eloszlása a napsugárzás, a kémiai folyamatok, valamint a légköri dinamika közötti komplex kölcsönhatásokat tükrözi. Jelenlegi ismereteink szerint 35 km-es magasság felett az O_3 koncentrációt a lokális fotokémiai kölcsönhatások szabályozzák. A 25 km-es szint alatt a légköri transzport hatása rendkívül fontosá válik. Mivel a légköri ózon 50 %-a 25 km alatt található, ezért a transzport-folyamatok hatása jól megfigyelhető a teljes ózonmennyiség földrajzi szélesség szerinti eloszlásában (1. ábra). Látható egyrészt, hogy a teljes ózonmennyiség éppen ott minimális, ahol az O_3 fotokémiai képződése a legintenzívebb, másrészt a teljes ózon elsősorban a magasabb szélességeken határozott évi menetet mutat. A maximum tél végén, tavasz elején, míg a minimum ősszel jelentkezik. Ezek a tények jelzik, hogy a légköri tömegátvitel meghatározó jelentőségű a globális O_3 eloszlás kialakításában.

Az utóbbi években számos kémiai-meteorológiai modell készült a sztratoszferikus ózon térbeli eloszlásának leírására (pl. *Hudson és Reed, 1979; Watson, 1986; Ko et al., 1989*). Ezek a modellek tartalmazzák a légköri mozgásokra (konvekció, advekció, turbulens diffúzió), a sugárzási folyamatokra, valamint a levegőkémiai átalakulásokra vonatkozó

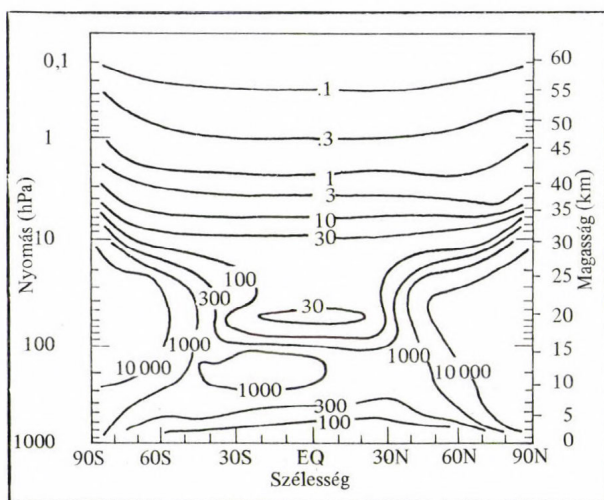


1. ábra:

A teljes ózonmennyiség évi menete és földrajzi szélesség szerinti eloszlása (Dobson-egységekben) (*Ko et al., 1989*)

parametrizációkat. Segítségükkel nemcsak a vizsgált gázok eloszlása számítható ki, hanem választ kaphatunk arra a kérdésre is, hogy adott magasságban és földrajzi szélességen mely folyamatok a meghatározóak a koncentráció kialakításában.

A légköri ózon újraképződéséhez szükséges idő (*replacement time*) – amelyet az O_3/P hányados segítségével határozhatunk meg (P adott helyen az O_3 fotokémiai úton történő keletkezési sebessége) – igen érdekes eloszlást mutat a magasság és a földrajzi szélesség függvényében (*Johnston, 1975*). Ezt a 2. ábrán mutatjuk be. A sztratoszféra



2. ábra:

A légköri ózon újraképződéséhez szükséges idő (nap) a földrajzi szélesség a magasság függvényében

felső rétegeiben (35 km felett) ez az idő rendkívül rövid az itteni intenzív fotokémiai ózonkeletkezés miatt. Megjegyzendő, hogy ebben a rétegben a fotokémiai fogyást jellemző fizikai élettartam is 20 napnál rövidebb. Ez azt jelenti, hogy a lokális ózonkoncentráció egy esetlegesen bekövetkező extrém változás esetén 20 nap alatt visszanyeri kiindulási értékét. A lokális fotokémiai keletkezés itt egyensúlyt tart a fotokémiai fogyással. Kivételez alól a pólusok környéke a sarki éjszakák idején. A légköri transzport itt csak közvetve gyakorol hatást az O_3 eloszlására, amennyiben befolyásolja a H_2O , N_2O , CH_4 , valamint bizonyos klórvegyületek eloszlását, amelyek a sztratoszféra fotokémiai reakcióinak szabályozásában vesznek részt.

A 30 km-es szint alatt (itt található a teljes ózonmennyiség 2/3-a) a helyzet ennél sokkal összetettebb. Az O_3 itteni viselkedésének tisztázásához az ún. tendenciaegyenletet alkalmazzák:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = - \left(\bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} K_{yy} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) - \left(\bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} K_{zz} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) + \frac{\bar{P}}{M} - \bar{L} \bar{c}$$

ahol $\bar{c}$ az O_3 keverési arányának zonális átlaga, $\bar{v}$ és $\bar{w}$ a horizontális, illetve vertikális szélességség, K_{yy} és K_{zz} a horizontális és vertikális diffúziós együtthatók, P/M és $\bar{L} \bar{c}$ pedig a lokális fotokémiai keletkezés, illetve fogyás. Definiálva az egyes folyamatokra jellemző időállandókat:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\tau_{\text{tend}}} &= \frac{1}{\bar{c}} \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} \\ \frac{1}{\tau_{\text{vert}}} &= - \frac{1}{\bar{c}} \left[\bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) \right] \\ \frac{1}{\tau_{\text{horiz}}} &= - \frac{1}{\bar{c}} \left[\bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) \right] \\ \tau_P &= \frac{1}{\bar{c}} \frac{\bar{P}}{M}; \quad \frac{1}{\tau_L} = - \bar{L} \end{aligned}$$

Felhasználva ezeket a kifejezéseket:

$$\frac{1}{\tau_{\text{trend}}} = \frac{1}{\tau_{\text{horiz}}} + \frac{1}{\tau_{\text{vert}}} + \frac{1}{\tau_P} + \frac{1}{\tau_L}$$

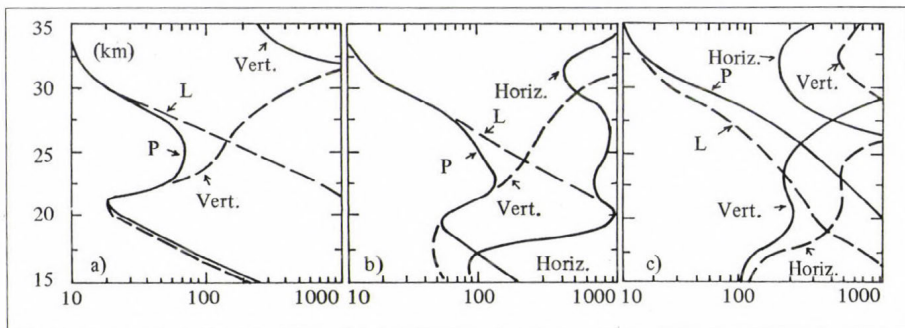
Feltételezve, hogy $\frac{1}{\tau_{\text{trend}}} = 0$

$$0 = \frac{1}{\tau_{\text{horiz}}} + \frac{1}{\tau_{\text{vert}}} + \frac{1}{\tau_P} + \frac{1}{\tau_L}$$

évi átlagban.

Vizsgáljuk meg, hogy különböző földrajzi szélességeken és különböző magasságokban a fenti folyamatok közül melyek a meghatározóak. A 3a-c. ábrákon ábrázoltuk az O_3 keletkezésére (folytonos vonal) és fogyására (szaggatott vonal) vonatkozó időállandók eloszlását Ko et al., (1989) számításai alapján. Adott földrajzi szélességen és magasságban mindig azok a folyamatok hatnak döntően az O_3 koncentrációra, amelyekhez tartozó időál-

landók a legkisebbek. A 3a. ábrán az alacsony szélességeket jellemző helyzetet ábrázoltuk. Látható, hogy a sztratoszféra felső részében a fotokémiai keletkezés (P) és fogyás (L) egyensúlya hozza létre az aktuális ózonkoncentrációt. Lefelé haladva a légköri transzport szerepe megnő. Itt az O₃ keletkezést a vertikális irányú transzport egyenlíti ki. A lokális O₃ koncentráció itt alacsony, mivel rendkívül hatékony az O₃-ban szegény troposzférikus



3. ábra:

A sztratoszférikus O₃ keletkezését és fogyását jellemző időállandók a magasság függvényében (nap) a) alacsony; b) közepes; c) magas földrajzi szélességeken

levegő feláramlása. A tropopauza felett a lokálisan keletkező O₃ elszállításában a vertikális feláramlás a meghatározó. Látható, hogy kb. 22 km-es magasság alatt a fotokémiai keletkezésre, illetve a vertikális átvitelből adódó ózonfogyásra vonatkozó fizikai élettartamok megegyeznek, a két folyamat egymással egyensúlyt tart. Tovább haladva a földfelszín felé a fotokémiai fogyás (L) egyre elhanyagolhatóbbá válik.

A közepes szélességeken (3b. ábra) a turbulens kicserélődés horizontális komponense (K_{yy}) játszik fontos szerepet a helyi ózonkoncentráció növelésében, elsősorban a sztratoszféra alsó részén (15–18 km). A vertikális transzport itt is meghatározó a keletkezett ózon elszállításában.

A magasabb szélességeken a fotokémiai fogyás a domináns kikerülési folyamat a sztratoszféra középső részén (3c. ábra), amely egyensúlyt tart a vertikális átvitelből származó ózonbevitellel. A két-dimenziós modellekkel végzett számítások alapján megállapítható, hogy egyedül a magasabb szélességek feletti alsó sztratoszférában alakul ki az egyensúlyi ózonkoncentráció kizárólag a dinamikai mozgások hatására. Korábban azt feltételezték, hogy 35 km alatt az egész sztratoszférában csak ezek a folyamatok szabályozzák az ózonkoncentrációt.

2. A sztratoszférikus ózon eloszlásának évi menete

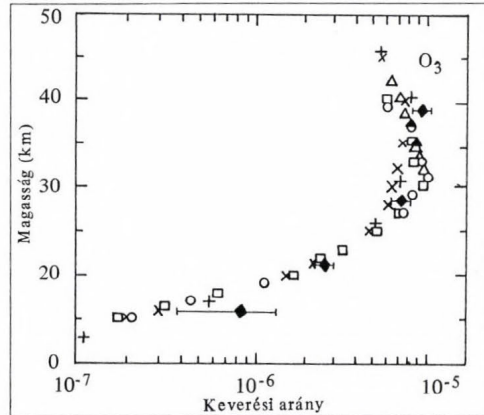
Az alacsonyabb szélességeken, ahol a sugárzás intenzitásának évszakos változása jelentéktelen, a teljes ózonmennyiség változása is elhanyagolható (1. ábra). Itt a fotokémiai keletkezést a vertikális irányú feláramlás ellensúlyozza, ami gyakorlatilag szintén állandó egész évben.

Magasabb szélességeken az évi menet egyre határozottabbá válik. A maximum az északi félgömbön tél végén, tavasz elején tapasztalható. Ekkor igen intenzív a horizontális átvitel az Egyenlítőtől az északi magasabb szélességek felé. A pólusok vidékét ebben az időszakban nagyléptékű leszálló mozgások jellemzik. A déli félgömbön fordított a helyzet, itt őszi maximum figyelhető meg.

A cirkulációs viszonyok a pillanatnyi mérések eredményeit is nagymértékben befolyásolják. Magasabb érték mérhető a ciklonok hátoldalán, alacsonyabb az előoldalán.

3. A sztratoszferikus ózon vertikális profilja

Az utóbbi években igen sokat fejlődtek a sztratoszferikus ózon vertikális profiljának meghatározására szolgáló mérési eljárások. A mérőegységeket mesterséges holdakon vagy a felszínről elindított emelkedő ballonokon helyezik el. Felhasználásukkal lehetővé vált a vertikális koncentráció-eloszlás pontos meghatározása. A 4. ábrán mutatjuk be néhány



4. ábra:

Az O_3 vertikális profilja a sztratoszférában, alacsony földrajzi szélességeken

mérő-expedicciónak az ózon vertikális profiljára vonatkozó mérési eredményeit (Abbas et al., 1987). A méréseket ballonokon elhelyezett műszerekkel végezték az északi félgömb alacsony szélességein ($0-30^\circ$), különböző évszakokban. Megfigyelhető, hogy a sztratoszféra alsó rétegében (10–30 km) igen gyors az ózon keverési arányának növekedése a magassággal, majd a maximum elérése után viszonylag lassú csökkenés kezdődik. Említést érdemel, hogy a profilnak nincs határozott évi menete (a különböző évszakokban mért értékek gyakorlatilag ugyanazon a görbén helyezkednek el). A magasabb szélességeken a vertikális profil jellege hasonló, azzal a különbséggel, hogy a pólusok felé haladva egyre határozottabb évi menet mutatható ki. Az Északi-félgömb magasabb szélességein az alsó sztratoszféra egy adott magasságában tavasszal mérhetők a magasabb értékek, amit az okoz, hogy ezt a térséget ebben az időszakban erőteljes leszálló mozgások uralják, amelyek a sztratoszferikus O_3 maximum magasságából jelentős mennyiségű ózont szállít a sztratoszféra alacsonyabb rétegei felé.

IRODALOM

Abbas, M. M., Glenn, M. J., Kunde, V. G., Brasunas, J., Conrath, B. J., Maguire, W. C and Herman, J. R., 1987: Simultaneous Measurement of stratospheric O_3 , H_2O , CH_4 and N_2O profiles from infrared limb thermal emissions. *J. Geophys. Res.*, 92, 8343–8353.

Hudson, R. D. and Reed, E. I., (Editors.), 1979: The Stratosphere: Present and Future. *NASA Ref. Publ.* 1049.

Johnston, H. S., 1975: Global ozone balance in the natural stratosphere. *Rev. Geophys.*, 637.

Ko, M. K. W., Sze, N. D. and Weisenstein, D. K., 1989: The roles of dynamical and chemical processes in determining the stratospheric concentration of ozone in one-dimensional and two-dimensional models. *J. Geophys. Res.*, 94, 9889–9896.

Watson, R. T., (Editor), 1986: Atmospheric ozone: assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and changes. *Report 16*, WMO, Geneva

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2–3. szám, 1991. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2–3 March–June 1991

A légoszlop teljes ózontartalmának időbeli változása Magyarországon

Loksa Gábor

Központi Légkörfizikai Intézet 1675 Budapest, Pf. 39.

A légkörben lévő ózon mennyiségének időbeli alakulásáról világhálózat szolgáltat adatokat. E hálózat tagjaként működik a hazai ózonomérő állomás (Budapest-Pestlőrinc), ahol 1969 óta folyik rendszeres mérés. A mérések Dobson-típusú spektrofotométerrel történnek. E műszer a Napból érkező UV-sugárzás intenzitását méri kiválasztott hullámhosszúságú sávokon és ezek összehasonlítása ad lehetőséget a műszer feletti légoszlop ózontartalmának meghatározására. Húsz év adatainak statisztikai vizsgálata a koncentráció gyenge emelkedő tendenciáját mutatja, mind éves szinten mind pedig a havi adatokat tekintve. Ez utóbbitól csak a tavaszvégi időszakban tapasztalhatunk eltérést mégpedig stagnálás, illetve a koncentráció lassú csökkenése formájában. Ez a jelenség azért figyelemreméltó, mert feltételezhetjük, hogy a Déli-sarok fölött bizonyítottan meglévő ózon-ritkulási folyamatoknak a kezdeti jeleiről van szó az Északi-félgömbön.

*

Temporal variations of the total ozone content of the atmosphere over Hungary. The time variations of the atmospheric ozone content are measured in a world network. The Hungarian ozone measuring station as member of this network has been operated since 1969 with a Dobson spectrophotometer. This instrument measures the intensity of the UV radiation of the Sun at two wavelengths. Comparison of these values gives a possibility to determine the ozone content of the air column above the instrument. The statistical studies of Hungarian data show increase in the concentration both in yearly or daily data. A difference can be found in the late-spring period, when ozone content does not change with time or decreases slowly. This behaviour is interesting in particular since one can suppose that it can be related to the ozone depletion existing in the southern hemisphere.

Bevezetés

A hazai ózommérések mintegy 20 éve folynak. Az Országos Meteorológiai Szolgálat Központi Légkörfizikai Intézetében 1969. július 1-e óta végezzük rendszeresen a függőleges légoszlop teljes ózontartalmának mérését. Az első eredményeket *Borbély* (1977) értékelte, majd *Pataki* (1987) készített az ózommérésekről átfogó tanulmányt.

Jelen munkában húsz év adatainak vizsgálata útján arra kerestük a választ, hogy a Földünket körülvevő ózonréteg sztratoszferikus koncentrációjának a 70-es évek óta bekövetkező változása miként tükröződik a hazai mérési eredményekben. Az újabb vizsgálatot a 80-as évek második felében felfedezett tavaszeleji antarktisi ózonritkulás jelensége tette időszzerűvé. Bizonyos eltérésekkel ugyanis számos légkörfizikai folyamat tekintetében hasonlóság áll fenn az Antarktisz és az Arktisz között. Így nem kizárt, hogy a jelenség az Északi-sarkvidék területe, esetleg Európa fölött is megfigyelhető.

1. A mérések elve

A méréseket Dobson-típusú spektrofotométerrel végeztük. Ez a műszer a Napból érkező ibolyántúli (UV) sugárzás intenzitását méri kiválasztott hullámhosszokon. Ezen hullámhosszok egyikét az ózon elnyeli ($305,5 \mu\text{m}$), míg a másikat abszorpció nélkül átengedi ($325,4 \mu\text{m}$). A műszerben lévő optikai ék segítségével az elnyelés nélküli sugárzást gyengítjük mindaddig, míg intenzitása egyenlő nem lesz az ózon által elnyelt sugárzás erősségével. Tulajdonképpen a különböző hullámhosszak intenzitásainak arányát határozzuk meg a talajközeli légrétegben. A teljes ózontartalom meghatározásához a mért hullámhosszú sugárzások intenzitásának a légkör határán meglévő arányát is ismernünk kell. Számításba kell vennünk továbbá a légkör alkotóelemeinek – elsősorban az aeroszoloknak – sugárzásgyengítő, illetve szóró hatásait is (Pataki, 1987). Ez utóbbi miatt három hullámhosszpáron, tiszta, felhőmentes időben kell a megfigyelést elvégezni.

A 20 év során eltelt 7498 naphól 2946 napon kb. 9000 mérés volt. A kieséseket részben az időjárás alkalmatlan volta, részben a műszer esetleges hibája okozta. Számos esetben a műszer hitelesítése miatt szakadt meg hosszabb-rövidebb ideig a folyamatos mérés. A húsz éves adatsor vizsgálatakor figyelembe vettünk minden olyan szempontot (felhőzet, párásság, szmog, stb.), amely a mérési naplóból, illetve az Időjárási Napijelentésből nyomon követhető volt. Végezetül a műszer öregedése és a hitelesítések változása miatti különböző korrekciós értékeket is figyelembe vettük. Minden mérési hibából eredő, jelentősen kiugró értéket kivettünk az adatsorból, így a kapott mérési eredményeket homogénnek tekinthetjük.

2. Eredmények

A légkörben lévő teljes tartalomnak jellegzetes évi menete van, míg napi menete nem kifejezett. (Mészáros, 1977). 20 év mérései alapján várakozásunknak megfelelően kora tavaszi maximummal és késő őszi minimummal jellemezhető évi menet adódott (I. táblázat).

I. táblázat:

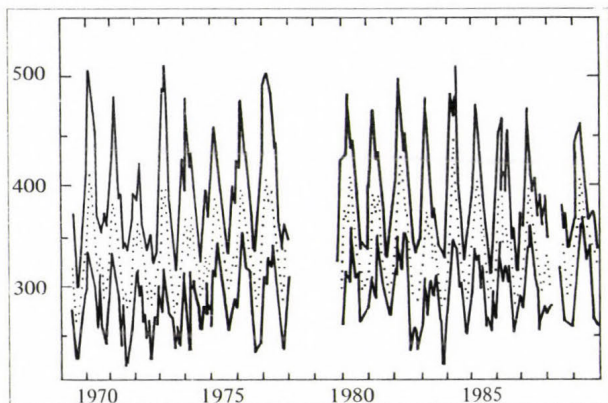
Az ózon évi menete az 1969–1989 között Budapest-Pestszentlőrinc állomáson mért adatok alapján. Az adatokat Dobson-egységben fejeztük ki. (Dobson-egység: D. U. = milli-atmoszferikus cm)

Hónap	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Abszolút max.	457	502	502	500	464	446	436	376	393	370	398	423
Átlag	355	391	380	381	363	394	333	318	300	292	304	323
Abszolút min.	321	341	327	350	324	325	305	288	271	218	286	288

A maximum kialakulásához az is hozzájárul, hogy tavasz elején, februárban és márciusban a sarkvidéki eredetű légtömegek beáramlásakor nagy mennyiségű ózon érkezik ebbe a térségbe (I. ábra).

Az időbeli változást első közelítésben lineáris trenddel vizsgáltuk. Már ez a viszonylag pontatlan eljárás is az ózon-tartalom enyhén emelkedő tendenciáját jelezte mind éves, mind havi bontásban. Második lépésként a húsz év mérési adatainak 365 napos csúszó átlagát képeztük. Miután a csúszó átlag időtartama megegyezik a koncentráció változás éves periód-

dusával, ezzel a módszerrel pontosabb információt nyerhetünk. A csúszó átlagokkal való számolás a lineáris közelítéssel nyert eredményeinket lényegében megerősítette. Ez alól



1. ábra:

Az ózon havi átlagértékeinek, havi minimum és maximum értékeinek alakulása 1969–1989 között a Budapest-Pestszentlőrinc állomás mérései alapján. Vízszintes tengely: az idő években; függőleges tengely: a mért ózonértékek Dobson-egységben

kivétel volt az április hónap, amikor minden esetben negatív, illetve közel stagnáló trend adódott (II. táblázat). Mindez összefüggésbe hozható a Déli-sarkvidék fölötti tavasz eleji

II. táblázat:

Az 1969–1989 között Budapest-Pestszentlőrinc állomáson mért ózon adatok trendvizsgálatának eredményei

Hónap	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
%/év	+0,55	+0,78	+0,51	−0,05	+0,71	+0,48	+0,84	+0,10	+0,76	+0,44	+0,18	+0,14

1 év vonatkozásában +0,27 %

20 év vonatkozásában +5,40 %

minimummal, noha mértékét tekintve jelentős az eltérés. A kapott eredményeket több szempontból értékeltük. Először értékeinket összehasonlítottuk egy, a hazai mérőhelyhez viszonylag közeli állomás hasonló időszak alatt mért adataival (Hradec Králove). A két állomás adatai között a hasonlóság szembetűnő. Más európai állomások adataival való összehasonlítás is azt az eredményt adta, miszerint Közép-Európa területe fölött az ózon teljes légköri mennyisége gyengén emelkedik (III. táblázat ; Borbély, 1977). A továbbiakban azt vizsgáltuk, hogy mi lehet a magyarázata a jelenségnek akkor, amikor egyértelmű az ózon globális csökkenésének veszélye. A légköri ózon 90 %-a a sztratoszférában, a többi a troposzférában található. A talajközeli ózon elsősorban fotokémiai folyamatokkal keletkezik, ezért nagyon határozott napi menete van (Mészáros, 1977).

Tekintve, hogy mérőhelyünk nagyváros közelében fekszik, feltehetően jelentős az NO_2 -ből képződő talajközeli ózon koncentrációja. Ráadásul a troposzférikus ózon napi menetének dél körüli maximuma és a mérés időpontja gyakran egybeesett, vagy igen közeli volt. Másrészt az sem kizárt, hogy az emelkedést az ózon és a SO_2 elnyelési sávjának átfedése okozza (Pataki, 1981). A hazai SO_2 kibocsátás azonban az elmúlt időben nem növekedett (Tanulmányok..., 1989), tehát valószínűleg ez a hatás sem okozhatott önmagában pozitív

III. táblázat:
A teljes ózontartalom trendértékei néhány közép-európai állomás adataiból számolva
(Borbély, 1977 nyomán)

	Hradec Kralove (Cs)	Potsdam (D)	Oxford (GB)	Arosa (Ch)	Belsk (Pl)
%/10év	+0,65	-7,01	+2,15	+0,93	-0,69

trendet. Végezetül meg kell említeni, hogy a mérőműszer hibája $\pm 2\%$ körüli. Véleményünk szerint az említett három körülmény együttesen már létrehozhat ilyen mérvű pozitív emelkedő trendenciát. Miután a Közép-Európa térségére vonatkozó adatok is hasonlóak, feltételezhető, hogy a magyarországi gyenge emelkedő ózon-trend reális. Más szavakkal: elfogadhatjuk, hogy a mért teljes ózon-tartalom 20 éves adatsorában csökkenés közvetlenül nem tapasztalható. Az április havi negatív trend viszont kisebb ózon csökkenésre utal. Valószínűnek tűnik, hogy az Északi-sarkvidék peremterületein, így esetleg Közép-Európában is ilyen változásokat a jövőben egyre jelentősebb mértékben fognak regisztrálni.

IRODALOM

Borbély, E., 1977: A teljes ózontartalom trendjének változása Európában. *Időjárás* 81, 94–99.

Pataki, M., 1981: Az ultraviola napsugárzás és hatásai. *OMSZ Kisebb kiadványai* 50, 38–51.

Pataki, M., 1987: A teljes ózonmennyiség meghatározásának eredményei, problémái és perspektívái. *OMSZ Beszámolók az 1984-ben végzett tudományos kutatásokról*, 62–73.

Mészáros, E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest.

Tanulmányok hazánk környezeti állapotáról, 1989: *A levegő*. Környezetgazdálkodási Intézet, 77–101.

Ózon képződése és eloszlása nagy szennyezőforrások környezetében

Bérces Tibor és Turányi Tamás

MTA Központi Kémiai Kutató Intézet, 1525 Budapest, Pf. 17.

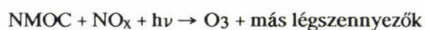
A troposzférában található ózon egy része sztratoszférikus eredetű, más része szerves vegyületek NO_x által katalizált fotooxidációjának terméke. Az ózon koncentráció nagyságát, térbeli és időbeli eloszlását meghatározzák az esődleges légszennyezők emissziójának erőssége, az emisszióösszetétele és a meteorológiai tényezők. Bemutatjuk a Budapest és környékére vonatkozó mérési és számolási eredményeket. A modellszámítások szerint Budapest környékének ózon szennyezettsége igen jelentős. A modell-számítások eredményei azt mutatják, hogy a szennyezettség várható mértéke a jövőben lényegesen javulhat a kétütemű gépjárművek számának csökkenésével.

*

Formation and distribution of ozone around large pollution sources. Tropospheric ozone has two origins: (i) transport from the stratosphere and (ii) O_3 is a product of the NO_x catalyzed photooxidation of airborne organic compounds. The concentration and the spatial and temporal distribution of ozone is determined by the intensity of the emission of primary pollutants, by the composition of emitted gases and by meteorological factors. Results of measurements and of model calculations for Budapest and for the surrounding areas are presented. The model calculations show that the rural areas near Budapest are highly polluted by ozone. Results of model calculations also indicate that the level of pollution expected in the future may improve significantly with the decrease of the number of vehicles equipped with two-stroke engines.

Bevezetés

A troposzférikus ózon problémára először e század közepén figyeltek fel. A történet 1944-ig nyúlik vissza, amikor Los Angeles környékén növényi kultúrák nagyfokú károsodását észlelték (Middleton et al., 1950). Rövidsen felismerték, hogy a károsodás egy újfajta, addig ismeretlen levegőszennyeződéstől ered, amit gyakran „los angelesi szmog”-nak, szabatosabban „fotokémiai légszennyezés”-nek neveznek. Ennek legfőbb ismérve a légszennyezés oxidatív jellege, ami elsősorban az ózontól ered. Már az 1950-es évek elején Haagen-Smit és munkatársai (1951) megállapították, hogy az ózon a troposzférában a napsugárzás hatására az illékony szerves vegyületek (valamint CO) és a nitrogén-oxidok ún. fotooxidációs reakcióiban képződik. Ezt a folyamatot az alábbi egyenlettel szimbolizálták:



Itt NMOC a nem-metán organikus vegyületeket és NO_x a nitrogén-oxidokat (NO és NO_2) jelöli.

1. A troposzférikus ózon forrásai

A troposzférában megfigyelhető ózonnak kétféle forrását szokták feltételezni. Ezek (1) Az ózon képződése a troposzférában napfény hatására nitrogén-oxidok és szénhidrogének, vagy szén-monoxid reakciójában; (2) A sztratoszférában képződött ózon bekeveredése a troposzférába.

Számos megfigyelés bizonyítja, hogy a troposzférában található ózon egy része a sztratoszférából származik. Az egyik ilyen bizonyíték, hogy az északi féltekén a troposzférában az ózon koncentráció nő a magassággal. Emellett számos jel utal a troposzférikus eredetre is.

A földfelszín közelében esetenként észlelt 100 ppb fölötti ózon- koncentrációk csak az ózonnak helyben történő képződésével értelmezhetők. Európa és Észak-Amerika egyes sűrűn lakott területein, néhány száz kilométeres körzetben a nyári hónapokban észlelhető tartósan magas ózon-koncentrációk is egyértelműen az antropogén emisszió alapuló fotokémiai ózon-képződést bizonyítják.

A troposzférában található ózon kétféle forrásának jelentősége helyről-helyre és időről-időre eltérő. Például az északi féltekén, a jelentős antropogén NMOC és NO_x emisszió miatt a troposzférái fotokémiai ózon forrása jelentősebb. A továbbiakban a lokális, fotooxidációs ózonképződés néhány kérdésével fogunk foglalkozni.

2. A lokális ózonszintek kialakulását meghatározó főbb tényezők

A földközeli ózonképződéshez az elsődleges légszennyezőknek nevezett anyagok, NO_x , CO, szénhidrogének és egyéb szerves anyagok emissziója szükséges. Miután ezek az anyagok a légkörbe kerültek, az eloszlásukat elsősorban meteorológiai tényezők által meghatározott transzport folyamatok alakítják. A transzport folyamatokkal egyidőben kémiai folyamatok is lejátszódnak és a kémiai reakciók révén képződnek az ún. másodlagos légszennyezők, mint amilyen például az ózon is. A lokális ózonszintek kialakulását meghatározó főbb tényezők közül tehát a következő hármat lehet kiemelni:

- emisszió,
- meteorológiai tényezők,
- fotokémiai átalakulás.

2.1. Emisszió

A fotokémiai légszennyezést okozó elsődleges szennyezők természetes és antropogén eredetűek lehetnek. Ezek aránya a különféle elsődleges légszennyező anyagoknál eltérő.

Nem-metán szénhidrogének (NMHC)

Becslések szerint Európában egy-egy nagyobb területen a természetes és emberi tevékenységgel összefüggő NMHC kibocsátás összemérhető. A nagy szennyezőforrásokat képező sűrűn lakott területeken az antropogén források mellett a természetes eredetű szénhidrogén emisszió elhanyagolható. Az emberi tevékenységtől eredő kibocsátás több mint 50 %-a közlekedéssel és a hozzákapcsolódó kőolaj feldolgozással, illetve gáz előállításával kapcsolatos. Kb. 25 %-ot tesz ki a kémiai ipar tevékenységeként jelentkező oldószer emisszió.

CO emisszió

Hasonlóan mint a szénhidrogénekénél, a szén-monoxid esetén is összemérhető a természetes és mesterséges eredetű emisszió. Az emberi tevékenységgel összefüggő hozzájárulás döntő része különféle energiahordozók tökéletlen elégetéséből származik, ez a fejlettebb országok esetében motorok kipuffogózáival kerül a légkörbe.

NO_x emisszió

Az NO_x emisszió is lehet természetes eredetű és emberi tevékenységgel összefüggő. Az antropogén NO_x különféle égési és oxidációs folyamatokból származik. A magas hőmérsékletű égési folyamatokban a levegő nitrogénje oxidálódik és elsősorban NO képződik.

2.2 Meteorológiai tényezők

A közsímtől londoni szmog események alkalmával olyan meteorológiai körülmények álltak fenn, amelyek mellett a kibocsátott szennyezőanyagok a Föld közelében elhelyezkedő vékony légrétegben halmozódtak fel és ez okozta a jelentős szennyezőanyag koncentrációkat. A fotokémiai légszennyezés esetén a másodlagos levegőszennyezők koncentrációját is jelentősen befolyásolják a meteorológiai viszonyok.

A troposzférában a hőmérséklet általában csökken a magassággal. Az ilyen „normálisan” viselkedő légkörben lehetőség van arra, hogy a földközeli melegebb levegő felfelé áramoljon és így a levegő hatékonyan elkeveredjen. Meghatározott körülmények között bizonyos magasságokban azonban megjelenhet fordított hőmérsékleti gradiens is, létrehozva az ún. „inverziós réteg”-et, amely mintegy lehatárolja az alatta elhelyezkedő viszonylag jól elkevert légréteget. Az inverziós réteg jelentősége a levegőszennyezés szempontjából nyilvánvaló: meggátolja a levegőszennyezők elkeveredését az egész troposzférában és ezáltal nagy szennyezőanyag koncentrációk kialakulását eredményezi a földközeli rétegekben.

2.3 Kémiai átalakulások

Az ózon képződéshez vezető kémiai folyamatokat a nitrogén-dioxid fotodisszociációja vezeti be



amelyet a napfény 430 nm-nél rövidebb hullámhosszú komponensei válthatnak ki. Ebben a reakcióban képződnek azok az oxigénatomok, amelyek oxigén molekulával kombinálódva ózont képeznek:



Ez a reakció a légköri ózonképződés egyetlen ismert útja. Az így képződött ózon azután az (1) reakcióban keletkezett vagy emisszióból származó nitrogén-monoxiddal gyorsan reagál és eközben egy molekula nitrogén-monoxid NO₂-vé oxidálódik:



Ez az ózon fogyasztó lépés az oka annak, hogy jelentősebb ózon szintek nem alakulhatnak ki mindaddig, amíg jelentős a nitrogén-monoxid koncentráció a légkörben.

Az (1)–(3) reakciók kedvező körülmények között egyensúlyihoz közelálló rendszert képeznek. E három reakció alapján a

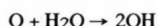
$$[\text{O}_3] = \kappa \frac{[\text{NO}_2]}{[\text{NO}]} \quad (4)$$

összefüggés vezethető le. Ez a korreláció jól mutatja azt, hogy jelentős ózon felhalmozódás csak nagy [NO₂]/[NO] koncentráció viszonyok mellett alakulhat ki.

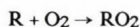
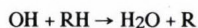
Ismeretes, hogy az antropogén eredetű NO_x nagy része NO alakban kerül a légkörbe. Ezért nagy [NO₂]/[NO] koncentráció viszonyok kialakulásához létezniük kell a troposzférában olyan oxidáló anyagfajtáknak, amelyek gyors reakciókban képesek az NO-t NO₂-vé átalakítani. Ezt a szerepet a peroxi-gyökök (a HO₂ és az RO₂ játsszák. Itt az R organikus

csoportot, például metil, etil, stb. csoportot jelöl. A peroxi-gyökök a troposzférában az illékony organikus vegyületek (pl. szénhidrogének) és CO primer légszennyezők reakcióiban képződnek. E reakciókban az OH-gyökök meghatározó szerepet játszanak.

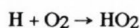
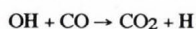
Az OH-gyökök képződését a



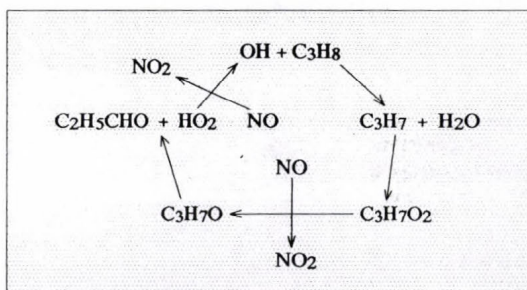
reakcióban a szénhidrogének esetén az alábbi folyamatok követik:



Szén-monoxid esetén hasonló jellegű reakciók játszódnak le:



Mindkét esetben az OH gyök indítja a reakciósort, amelyben peroxi-gyök (HO_2 vagy RO_2) képződik, amely képes az NO-t NO_2 -vé oxidálni. Ezekből az egyszerű sémából nem tűnik ki, hogy egyetlen szénhidrogén molekula átalakulása több $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2$ oxidációt eredményez-



1. ábra:

A propán légköri oxidációjának reakciói

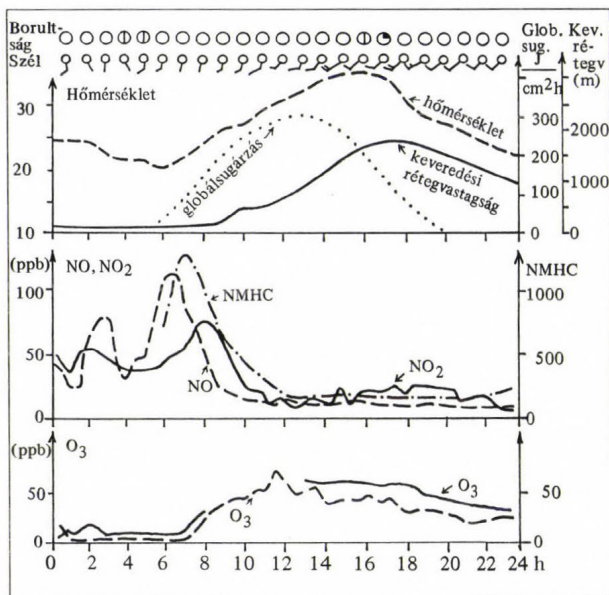
het. Ezért ennek illusztrálására az 1. ábrán bemutatjuk a propán molekula OH gyök által indított oxidációját. Kiemeltük azokat a reakciókat, amelyekben peroxi-gyökök nitrogéndioxidá oxidálnak nitrogén-monoxidot. Mint látható egyetlen propán molekula lebomlása során két $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2$ átalakulás is végbemegy. Más szénhidrogének lebomlása több $\text{NO} \rightarrow \text{NO}_2$ átalakulást is eredményezhet. Ez egyben azt is jelenti, hogy egyetlen szénhidrogén molekula lebomlása következményeként több molekula ózon képződhet.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az NO NO_2 -vé oxidálódhat napfény hatására egy olyan reakciósorban, amelyet a hidroxí-gyök és egy szerves molekula kölcsönhatása indít meg és amelyben résztvesznek a HO_2 és RO_2 peroxi gyökök. Utóbbiak azok az oxidáló anyagok, amelyek közvetlenül átalakítják az NO-t NO_2 -vé.

3. Az ózonkoncentráció időbeni és térbeni eloszlása

A kémiai folyamatok és meteorológiai paraméterek szerepének ismeretében értelmezni tudjuk a szennyezőforrások környezetében kialakuló ózon koncentráció szinteket és azok időbeni, illetve térbeni eloszlását.

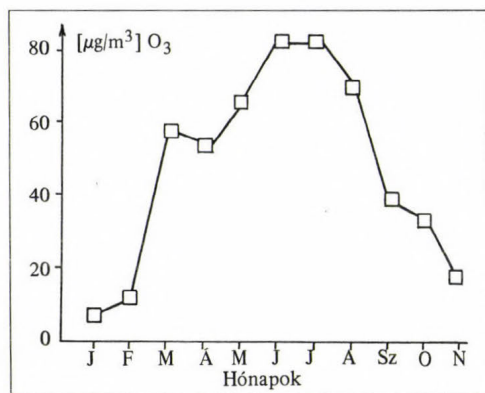
A légszennyező anyagok koncentrációjának napi menete igen jellegzetes képet mutat. A 2. ábrán bemutatjuk az 1988. július 12-én Budapesten végzett mérések eredményeit. A legfelső grafikonon feltüntettük a legfontosabb meteorológiai paraméterek (szélirány és erősség, a hőmérséklet, a napsugárzás erőssége és a keveredési rétegvastagság) napi



2. ábra:
1988. július 12-én Budapesten mért meteorológiai adatok és légszennyező koncentrációk

menetét. A középső grafikonon a primer szennyezőanyagok (NO, NO₂ és NMHC) koncentrációit, míg az alsó grafikonon a legfontosabb másodlagos szennyező, az ózon koncentrációprofilját mutatjuk be Haszpra et al., (1988).

Az éjszakai és hajnali órákban igen kicsi volt a keveredési réteg vastagsága. Ezért a reggel meginduló gépkocsiforgalom hatására gyorsan nőtt a primer légszennyezők, a NMHC és az NO koncentrációja és a 6 és 9 óra közötti időtartományban jelentős szennyezettiségi szintek alakultak ki. Az ábrán megfigyelhető, hogy az NO₂ csúcs az NO koncentráció csúcsánál későbbben jelent meg. Ennek az az oka, hogy az NO₂ nagyobb része az NO-ból fotooxidációs folyamatban képződik és csak kisebb része jön közvetlenül emisszióból. Érdeemes felhívni a figyelmet arra, hogy a primer szennyezőanyagok koncentrációja 9 óra



3. ábra:
Az ózon koncentrációk napi maximumának havi átlagértékei 1988-ban Budapesten

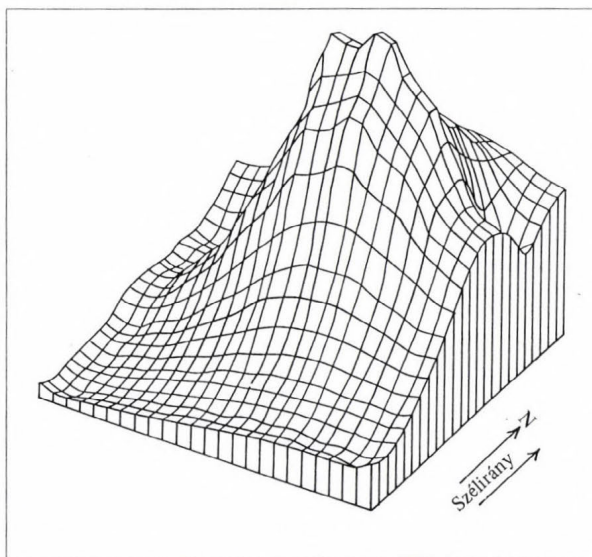
körül hirtelen lecsökken. Ez a koncentráció csökkenés lényegesen gyorsabb, mint amit a gépkocsik reggeli forgalmának csökkenése és a fotooxidációs folyamat előrehaladása alapján várnánk. A jelenségnek az a magyarázata, hogy nagyjából 9 óra után megindul

4. ábra:

A szénhidrogén koncentráció számított eloszlása Budapesten 1988. július 6-án reggel 7 órakor.

Megjegyzés:

A horizontális tengelyeken egy beosztás 1 km-t, a függőleges beosztás viszonylagos koncentrációt jelent



a keveredési rétegvastagság gyors növekedése és ezzel a primer légszennyezők felhígulása.

A másodlagos légszennyező ózon a nap folyamán később halmozódik fel. Az ózon és NO között lejátszódó gyors reakció miatt az ózon koncentráció határozott növekedése csak akkor kezdődhet meg, amikor a nitrogén-monoxid koncentráció már kis értékre csökkent.

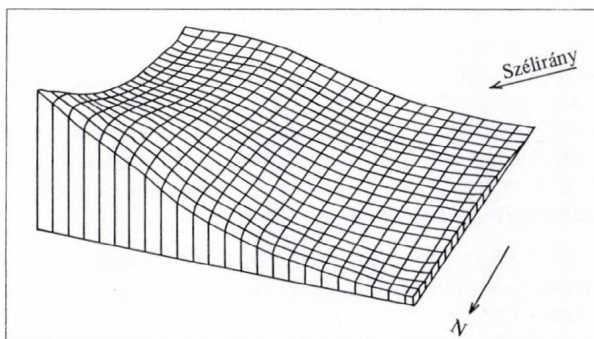
Az ózonkoncentrációk hosszabb időtávon is jellegzetes változást mutatnak. A 3. ábrán bemutatjuk az ózon koncentráció napi maximumának havi átlagértékeit Bazel külterületén végzett mérések alapján (Buwal, 1989). Látható, hogy az átlag koncentrációk maximumot mutatnak a nyári hónapokban és minimumot télen.

Az ózon koncentrációk időbeni alakulása mellett bemutatjuk az ózon koncentráció térbeli alakulását Budapest területén és Budapest környékén a modell számításainak alapján. Ezeket a számítási eredményeket a Budapesten 1988. július 6-án mért meteorológiai és egyéb adatok felhasználásával nyertük. Először összehasonlítóként a Budapest területére,

5. ábra:

Az ózon koncentráció számított eloszlása Budapesten 1988. július 6-án délután 16 órakor.

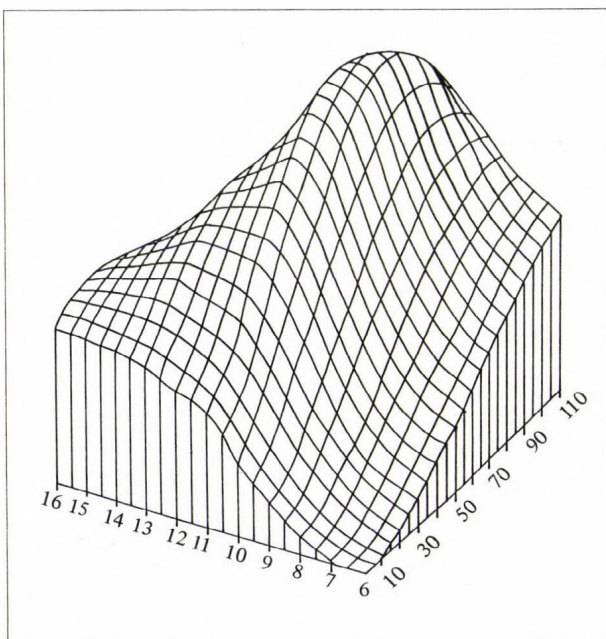
Megjegyzés: A horizontális tengelyeken egy beosztás 1 km-t, a függőleges beosztás viszonylagos koncentrációt jelent



reggel 7 órai időpontra számított szénhidrogén koncentrációkat mutatjuk be a 4. ábrán. Látható, hogy a városközpont fölött igen jelentős maximumok alakulnak ki a belváros nagy gépkocsiforgalma miatt. Hasonló képet mutat az NO_x koncentrációk térbeli eloszlása is.

Az 5. ábrán az ózon koncentráció számított értékei láthatók. Ezek 1988. július 6-án délután 4 órára és Budapest területére vonatkoznak. Szembeötlő, hogy az ózon koncentrációja fokozatosan nő a város széle felé haladva a levegőmozgás irányában.

Megvizsgáltuk a nagymértékben szennyezett levegő útját és sorsát a városon kívüli területeken is úgy, hogy modell-számításokkal meghatároztuk a levegőszennyezők összetételét egy-egy olyan légcellában, amely áthalad a város fölött, majd az elhagyva az uralkodó széliránynak megfelelően távolodik a nagy szennyezőforrást képviselő lakott területtől. Erős napsütést hatására a fotooxidációs folyamatok eredményeként a légcellában nő az ózon és egyéb fotooxidációs termékek koncentrációja. Ezek általában a várostól távolabb érik el a maximális értéküket. A 6. ábrán bemutatjuk, hogy számításaink szerint hogyan függ a



6. ábra:

Budapestet elhagyó légcellában az ózon koncentráció a légcella indulási időpontja és a Budapesttől való távolság függvényében. Az x tengely beosztása órákat jelent, az y tengely a várostól mért távolságot (km) jelöli. A koncentráció egysége viszonylagos

Budapest légtérét elhagyó légcellában az ózon koncentrációja a légcella indulási időpontja és a Budapesttől való távolság függvényében. Az ábra egyik tengelyén azokat az időpontokat tüntettük fel, amikor a légcella elhagyta Budapest szélét, a másik tengelyen a várostól mért távolság található (feltételezve, hogy a szélesség 10 km/óra). Látható, hogy a legnagyobb ózonkoncentráció abban a légcellában alakul ki, amely 10 óra körül hagyta el a várost és amely 8 óra körül haladt el a városközpont fölött, amikor az elsődleges légszennyezők koncentrációja tetőzött. Az ábráról ugyancsak leolvasható, hogy az ózon maximumok kialakulása késő délután délután 18 óra körül következett be, amikor a légcella (10 km/óra szélességgel) kb. 80 km-re hagyta el a várost.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az ózon maximumok várhatóan a nagy szennyezőforrásoktól távolabb alakulnak ki, ahol az ózon szintek az egészségügyi határértékeket lényegesen meghaladó koncentrációkat érhetnek el.

5. Ózon korlátozó környezetvédelmi stratégiák

A számítógépes levegőtisztasági modellek felhasználása lehetővé teszi azt, hogy különféle lehetséges környezetvédelmi stratégiák várható hatásait lemérhessük. Az ózonszennyezés korlátozására vonatkozó stratégiai döntések egyik eszköze az ún. ózonfelület.

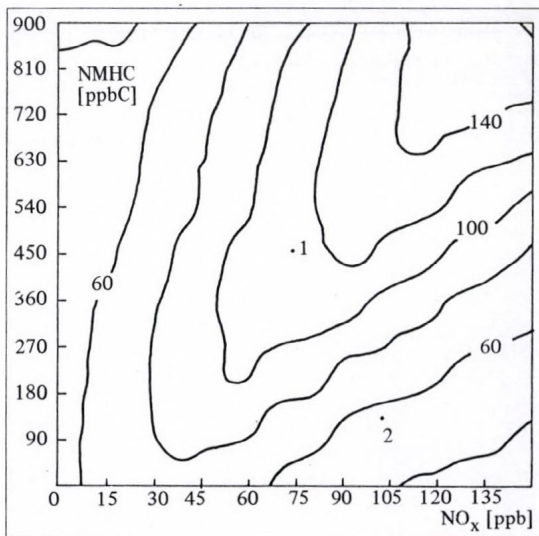
Amint azt amerikai kutatók a hatvanas években kimutatták, azonos meteorológiai feltételek mellett a másodlagos szennyezőanyagok koncentrációja az emisszió erősségétől és az említett szénhidrogének és nitrogén-oxidok arányától függ. Ha az ózonkoncentrációját egy adott időpontban a szénhidrogén és a nitrogén-oxid emisszió függvényében ábrázoljuk, ózonfelületet kapunk. Ilyen ózonfelületeken az Egyesült Államok városainak (elsősorban Los Angeles) szennyezettségi körülményeire számoltak. Azért, hogy segítséget nyújtsunk hatékony magyar emissziókorlátozási stratégia kialakításához Budapest viszonyaira is elvégeztük ezeket a számításokat.

Az előzőekben leírtak alapján látszik, hogy az elsődleges szennyezőanyagok (pl. NO_x , NMHC) budapesti emissziójának korlátozása a másodlagos szennyezőanyagok (pl. O_3 , PAN) koncentráció maximumának értékét viszonylag kevésbé változtatja meg Budapesten, mivel Budapest légterében viszonylag kevés másodlagos szennyezőanyag keletkezik. Ennek az az oka, hogy a légcella a szokásos szélsőségek mellett viszonylag rövid ideig tartózkodik Budapest légterében. Láttuk ugyanakkor azt is, hogy a budapesti szennyezőforrások jelentős mennyiségű szennyezőanyagot juttatnak a levegőbe és ebből a Budapestet elhagyó levegőben a napsugárzás hatására jelentős mennyiségű másodlagos szennyezőanyag keletkezhet. Ezek a másodlagos szennyezőanyagok Budapest szennyezettségi fátylájában, Budapesttől szélirányban több tíz kilométerre károsítják a környezetet.

Annak a légcellának a sorsát fogjuk megvizsgálni, amely reggel 7 órakor az ELTE Természettudományi Karán lévő mérőállomás felett, tehát Budapest központjában tartózkodott. A légcellából szennyezőanyagok távoznak turbulens diffúzióval. Ezt úgy vesszük figyelembe, hogy feltételezzük a légcellában levő szennyezőanyagok koncentrációja óránként 10 %-kal hígul. Korábbi számolásainkból tudjuk, hogy ebben a légcellában a másodlagos szennyezőanyagok koncentrációja késő délután éri el a maximális értéket. Ezért az ózonkoncentrációját az NMHC és NO_x emissziója függvényében 16 órakor fogjuk megvizsgálni. Az NO_x és az NMHC emisszió megváltozását 0–150 tonna/nap, illetve 0–920 tonna/nap határok között vizsgáltuk.

A 7. ábra az ózonkoncentrációját az emisszió összetétele függvényében mutatja be. A jelenlegi arány az 1–essel jelölt pont az ábrán. Az ábráról leolvasható, hogy ez az arány

7. ábra:
A Budapest környéki levegő ózonkoncentrációja a budapesti NMHC és NO_x koncentráció függvényében



igen kedvező az ózon keletkezése szempontjából. (És igen kedvezőtlen a lakosságra és a környezetre.)

A kipufogó gáz mérésekből és a gépjármű statisztikákból kiszámítható, hogy ha valamennyi kétütemű gépjárművet négyüteművel váltanák fel (például szervezett motorcserre útján), a szénhidrogén emisszió a jelenlegi 30 %-ára csökkenne, míg az NO_x emisszió 30 %-kal nőne. Azt az állapotot, amikor a gépjárművek száma változatlan, de csak négyüteműekből áll, a 2-essel jelölt pont reprezentálja az ábrán. Látható, hogy a kétüteműek számának csökkentése jelentősen csökkentené az ózon koncentrációját a vidéki városi levegőben.

Az ózon felületek közös jellegzetessége, hogy átlósan egy gerincvonal húzódik rajtuk keresztül. Amennyiben egy adott szennyezőforrás helyzetét a gerincvonalától jobbra eső pont képvisel, a változatlan szénhidrogén emisszió melletti NO_x csökkentésnek az a következménye, hogy a szennyezőforrástól szélirányban az ózon koncentrációja növekszik.

És valóban Kaliforniában az 1960–1970-es években a valóságban is tapasztalták azt, hogy az NO_x emissziót korlátozó intézkedések hatására egyes helyeken megnövekedett ózon szinteket mértek. A jelenség kémiai magyarázata az, hogy az NO_x csökkentés lecsökkenti a nitrogén-monoxid koncentrációt és ezzel visszaszorítja az NO és O₃ között lejátszódó reakciót, amely hatékonyan képes csökkenteni az ózon koncentrációját. Ez a példa jól illusztrálja, hogy a légköri folyamatok bonyolultak és a beavatkozás következményei gyakran nehezen előreláthatóak. Ez arra hívja fel a figyelmet, hogy a környezetvédelmet érintő intézkedések és változtatások igen alapos előkészítést igényelnek.

IRODALOM

Middleton, J. T., Kendrick, J. B. Jr., and Schwalm, H. W., 1950: Injury to herbaceous plants by smog or air pollution, *Plants Dis. Rep.*, 34, 245–248.

Haagen-Smit, A. J., Darley, E. F., Zaitlin, M., Hull, H., and Noble, W., 1951: Investigation on injury to plants from air pollution in the Los Angeles area, *Plant Physiol.* 27, 18–42.

Haszpra, L., Molnár, Á., Nyitrai, L., Bérces, T., Deme-
tes A., Szilágyi I. és Turányi, T., 1988: *Lokális
levegőtisztasági vizsgálatok*. Kutatási jelentés,
KVM szám: 11–01007–K/87/15/A, Budapest

Buwal, 1989: *Ozon in der Schweiz*. Schriftenreihe
Umweltschutz Nr. 101, Bundesamt für Umwelt,
Wald und Landschaft, Bern, 1989

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2–3. szám, 1991. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2–3 March–June 1991

A felszínközeli ózon-koncentráció alakulása Európában

Haszpra László

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

A mérések azt mutatják, hogy az elmúlt száz évben az Európa feletti alsó troposzféra ózon-koncentrációja megduplázódott. Áttekintve az ózonképződéshez vezető kémiai folyamatokat megállapítható, hogy a jelenség oka nagy valószínűséggel a folyamatokban résztvevő elsődleges szennyezőanyagok antropogén kibocsátásának nagymértékű növekedése. Az ózon-koncentráció folyamatos emelkedése miatt kutatási programok sorát hívták életre az elmúlt évek folyamán. Ezek közül néhány fontosabb európai programot ismertet e cikk.

*

Trend in surface ozone concentration over Europe. According to the measurements the ozone concentration in the surface layer of the troposphere over Europe has been doubled over the last hundred years. On the basis of the chemical processes leading to ozone formation it is highly probable that the reason for this phenomenon is the increase in the anthropogenic emission of ozone precursor pollutants. The significant increase in the ozone concentration has induced several research projects. Some important European projects are reviewed in the paper.

Bevezetés

A vízelektrolízis anódgázában jelenlévő és az elektromos kisülésekkor keletkező, jellegzetes szagú anyagot először *Schönbein* írta le 1840-ben. Tőle származik az elnevezés is: ózon, ami görögül annyit jelent, szagot árasztó.

A villámcapáskor észlelhető illat már a régi görögöknek is feltűnt, ahogy erről Homérosz eposzai is beszámolnak. A jellegzetes szagú gázt a 18. században többen laboratóriumi körülmények között is észlelték, de ekkor még nem tudták azonosítani. Az intenzív kutatások csak *Schönbein* közleményei után indultak meg. 1845-ben *de la Rive* és *de Marignac* már be tudta bizonyítani, hogy az ózon valamiféle oxigén módosulat, 1865-ben pedig *Saret* megállapította, hogy az ózon három oxigénatomból álló molekula (*Horváth* et al., 1976). Ebben az időben ismerték fel, hogy az ózon a légkörben is jelen van. Megkezdték a mérési módszerek kidolgozását és megindultak az első mérési programok.

1. A felszínközeli ózon-koncentráció változása Európában

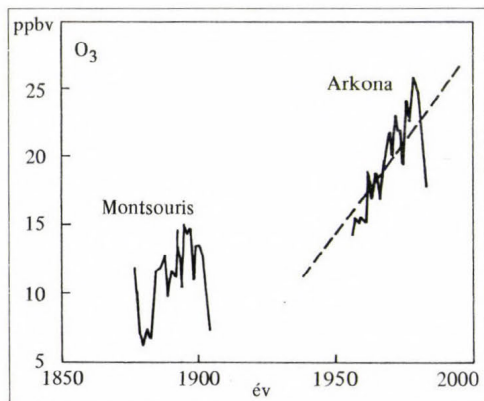
Az ózon már viszonylag egyszerű szervesetlen kémiai módszerekkel kimutatható, így a légköri ózon-koncentráció mérésével a múlt század második felében többen megpróbálkoztak. Sajnos, a legtöbb akkoriban használatos módszer az ózon mellett más anyagokra is érzékeny volt, így ezeket a méréseket a múlt századi tényleges ózon-koncentráció megbecslésére nem tudjuk felhasználni.

1876-ban a Párizs melletti Montsouris Obszervatóriumban *Albert-Levy* és munkatársai olyan mérési eljárást kezdtek használni, amely a közelmúltban lefolytatott ellenőrző

vizsgálatok szerint az ózon tekintetében közel olyan megbízható, mint a még manapság is több helyen használt újabb keletű nedves kémiai módszerek (Volz és Kley, 1988). A múlt század végi levegőszennyezettségi viszonyok mellett a méréseket csupán a levegőben lévő kén-dioxid befolyásolhatta komolyabb mértékben. Jelentősebb mennyiségű kén-dioxid csak a város, az akkor 2,5 milliós Párizs felől érhetett az Observatóriumot, így a kén-dioxid hatása viszonylag egyszerűen azonosítható és korrigálható volt.

Az Observatórium munkatársai 34 év alatt mintegy 3000 mérést végeztek és így a felszínközeli ózon-koncentráció változás kutatása számára az egyik legértékesebb adatbázist hozták létre. Ezeknek az adatoknak az alapján tudjuk, hogy a századforduló táján Európa középső részén az átlagos ózon-koncentráció körülbelül 10–12 ppb, azaz mintegy 20–25 mg/m^3 volt. Az 1876-tól 1910-ig terjedő adatsorban szisztematikus változást, trendet nem lehetett kimutatni.

Századunk első feléből megbízható ózon-koncentráció mérések nem állnak rendelkezésünkre. 1952-ben a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatát indított egy ma is élő programot a felszínközeli ózon-koncentráció mérésére (Feister és Warmbit, 1987). A mérési eredmények lényeges változást mutatnak a múlt század végéhez képest. A Balti-tenger partján lévő Arkona adatai már a program kezdetekor is magasabb koncentrációt jeleztek, mint az 50 évvel korábbi mérések és a folyamatosan végzett mérések szignifi-



1. ábra:

Az ózon-koncentráció változása Voltz és Kley (1988) nyomán

káns pozitív trendet, a koncentráció 2,6 %/éves növekedését mutatták (1. ábra). A 70-es évek elejétől már több ózon-mérő állomás működött Európa középső részén. Ezek adatai szintén jelentős növekedést jeleznek.

A felszínközeli ózon-koncentráció növekedése, ha kisebb mértékben is, lényegében az egész északi féltekén megfigyelhető (pl. Logan, 1985). A szabad troposzférában 0,5–3 %/éves növekedést mutattak ki (Angel és Korshover, 1983; Janach, 1989). Ugyanakkor a déli félgömb troposzférájában az elmúlt 15–20 évben szignifikáns növekedést nem észleltek, sőt egyes helyeken az ózon-koncentráció kismértékű csökkenését tapasztalták (Penkett, 1988a).

Az ózon rendkívül agresszív oxidálószer, amely roncsolja a természetes és mesterséges környezet anyagait, fékezi a növények fejlődését, csökkenti terméshozamukat, egészségügyi problémákat okozhat. Mint oxidáns, elősegíti a savas anyagok képződését a légkörben (Penkett, 1984). Koncentrációja 100 év alatt megduplázódott, jelenleg is nő. Mindez súlyos környezeti veszélyekkel fenyeget. Az említett problémákon túlmenően az ózon abszorbeálja a Nap ultraibolya, látható és infravörös tartományba eső sugárzásának egy részét. A növekvő troposzférikus és a közismerten csökkenő sztratoszférikus ózon-mennyiség így a légkör hőmérsékleti rétegződésének átalakulásához vezet, amely a cirkulációs viszonyok módosulásán keresztül végülis éghajlatváltozást eredményezhet (Bojkov, 1985; Brühl és Crutzen, 1988). A troposzférikus ózommennyiség növekedése Európa felett olyan

nagy mértékű, hogy – a mérésekből úgy tűnik – képes kompenzálni a sztratoszférikus ózommennyiség csökkenését. A felszínt elérő ultraibolya sugárzás ugyanis Európában a sztratoszférikus ózon-mennyiség csökkenése ellenére nem erősödik, sőt kismértékben még csökken is (Penkett, 1989). Mindez azt jelentheti, hogy az ultraibolya sugárzás keltette bőrrákos megbetegedések száma – legalábbis Európában – várhatóan nem emelkedik, a magas felszínközeli ózon-koncentráció környezetromboló és egészségkárosító hatásával azonban komolyan számolnunk kell.

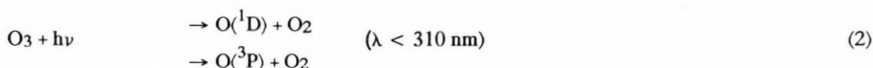
A légköri ózommennyiség 90 %-a a sztratoszférában található. A troposzférikus ózon egy része is innen származik (Mészáros, 1977). A troposzférikus ózommennyiség növekedésének földrajzi korlátozottsága azonban valószínűtlenné teszi, hogy a változást a sztratoszféra/troposzféra kicserélődés módosulása okozná. Sokkal valószínűbb, hogy az okok magában a troposzférában keresendők, mégpedig az ózonképződés nyersanyagait jelentő nyomelemek emissziójának növekedésében.

2. Az ózon-koncentráció növekedés valószínű oka

A troposzférában az ózon (O_3) a gerjesztett oxigén atom $O(^3P)$ és a levegő oxigén molekuláinak reakciójával keletkezik:



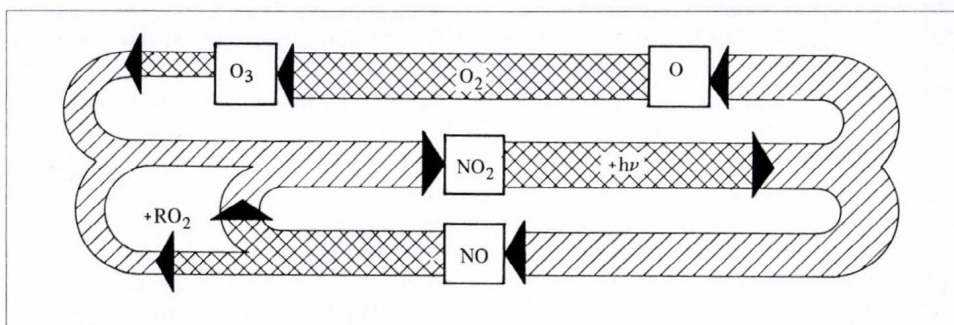
A képződő ózon fotokémiaileg elbomolhat gerjesztett, vagy alapállapotú $[O(^1D)]$ atomos oxigénné, illetve reakcióba léphet a levegőben lévő nitrogén-monoxiddal (NO):



A keletkező nitrogén-dioxid (NO_2) fotolitikus bomlása gerjesztett oxigén atomot hoz létre, amelyből ismét ózon keletkezhet:



Ezt a körforgást módosítják a szén-monoxid, metán és egyéb szénhidrogének oxidációja során képződő peroxi gyökök (2. ábra). Ezek ugyanis elősegítik a nitrogén-mono-



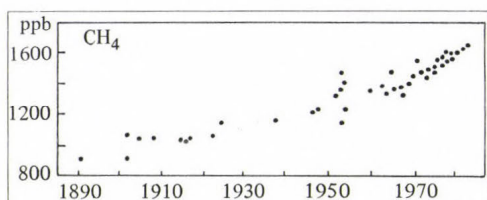
2. ábra: A nitrogén-oxidok, a peroxi gyökök és az ózon leglényegesebb kölcsönhatásai

oxid nitrogén-dioxiddá alakulását. Közreműködésük csökkenti a (3) lépésben felhasználandó ózon-mennyiséget, illetve növeli az ózonképződés nyersanyagául szolgáló nitrogén-dioxid koncentrációját. Amennyiben megfelelő mennyiségű nitrogén-oxid áll rendelkezésre a leve-

gőben, minden egyes szénmonoxid molekula oxidációja végeredményben egy többlet ózon molekulát eredményez. Egy-egy metán molekula oxidációja 3,5 (Logan et al., 1981), az olyan nagyobb szénatom-számú szénhidrogének oxidációja pedig, mint amilyen a bután és a pentán, 10–14 ózon molekula (Singh et al., 1981) képződéséhez vezet.

Az ózonnépződés nyersanyagainak, tehát a szén-monoxidnak, a szénhidrogéneknek, a nitrogén-oxidoknak az emissziója az elmúlt 50 évben jelentősen nőtt. Feltételezhetően ez az az időszak, amelyre az ózon-koncentráció növekedés jelentős része is esik.

A mezőgazdasági termelés, állattenyésztés, a földgáztermelés növekedése következtében a légköri metán-koncentráció a múlt század vége óta csaknem megduplázód-

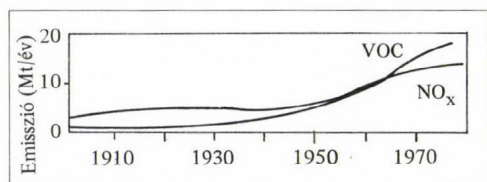


3. ábra:

A metán-koncentráció alakulása (Khalil és Rasmussen, 1987)

dott, a növekedés zöme az elmúlt 50 évre esett (Khalil és Rasmussen, 1987; Khalil et al., 1989) (3. ábra).

A nem-metán szénhidrogének légköri koncentrációját csak az utóbbi években kezdték rendszeresen mérni. Statisztikai adatok alapján azonban tudjuk, hogy a kibocsátás a gépkocsiforgalom növekedése, a kőolaj- és vegyipar tevékenységének bővülése miatt a század eleje óta Európában a sokszorosára emelkedett (Hout, 1985). A növekedés zöme az elmúlt évtizedekre esett (4. ábra). Bár a kibocsátás és a légköri koncentráció között a bonyolult



4. ábra:

A nem-metán szénhidrogének és a nitrogén-oxidok kibocsátásának alakulása Európában (Hout, 1985)

kémiai átalakulások miatt nincs lineáris kapcsolat, feltételezhető, hogy a drasztikus kibocsátás-növekedés jelentős koncentráció-emelkedést okozott az Európa feletti alsó troposzférában.

A nagyrészt közlekedési eredetű szén-monoxid légköri koncentrációja a 40-es évek óta megduplázódott (Rinsland és Levine, 1985; Khalil és Rasmussen, 1988).

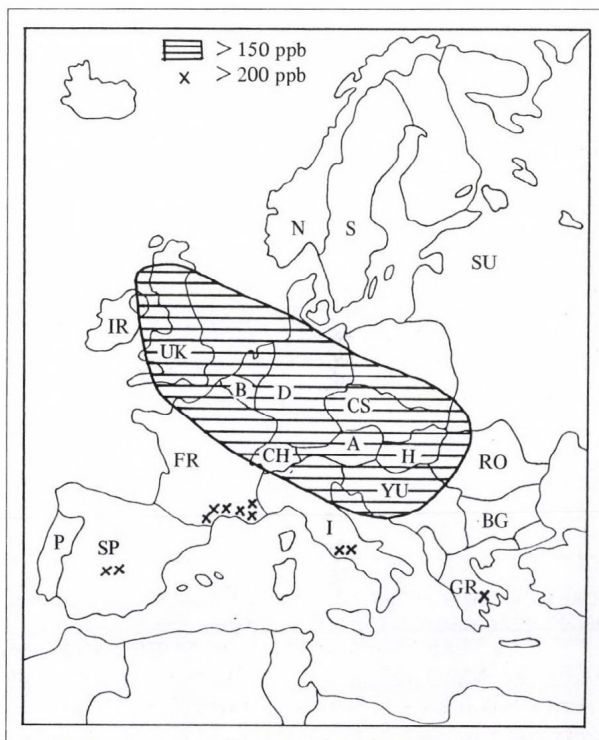
Európában az ózonnépződésben katalizátor szerepet játszó nitrogén-oxid kibocsátása az elmúlt 50 évben 2–3-szorosára nőtt (4. ábra) (Penkett, 1988a). Európa egyes régióiban a nitrogén-oxid emisszió az elmúlt 25 évben duplázódott meg (Hameed és Dignon, 1988). Bizonyos nitrogén-oxid szénhidrogén koncentráció arány felett a nitrogén-oxidok már fékezik az ózon-koncentráció növekedését. Jelenleg azonban kontinentális léptékben a viszonylag kevés nitrogén-oxid jelenti az ózonnépződés korlátját (Dignon és Hameed, 1985).

Bár bizonyító erejű mérések és modell-számítások egyelőre még nem állnak rendelkezésre, az eddigi mérések és számítások alapján a levegőkémikusok úgy vélik, hogy az Európa (és általában az egész észak félgömb) feletti légkörben a felszínközeli ózon-koncentráció növekedése egyértelműen az ózon-képződés nyersanyagait jelentő, úgynevezett elsődleges szennyezőanyagok emisszió-növekedésének következménye (Logan, 1985; Isaksen és Hov, 1987; Liu et al., 1987; Penkett, 1988b; Janach, 1989).

3. Ózon kutatási programok Európában

A felszínközeli ózon-koncentráció aggasztó emelkedése, a magas ózon- koncentrációjú fotokémiai szmog epizódok számának növekedése és a potenciális környezeti hatások miatt a 70-es évek második felétől újabb és újabb ózon-kutatási programok indultak Európában (Hov et al, 1986) és az Európán kívüli fejlett országokban.

A nevezetesebb európai programok közül említést érdemel a német-holland PHOXA (*Photochemical Oxidants and Acid Deposition*) (Meinl et al., 1989). Az elsősorban modell-számításokkal foglalkozó program először azonosította Európa azon területét, amelyen magas ózon-koncentrációk fordulhatnak elő (Bultjes et al., 1986). A számítások szerint



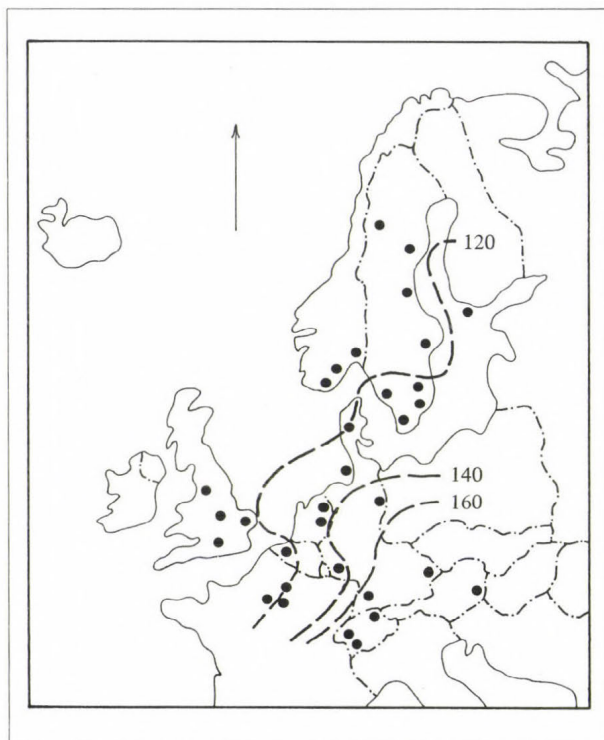
5. ábra:
Európa azon része, amelyen a
PHOXA modell szerint az órási
átlagos ózon-koncentráció elérheti a
150 ppb-t, azaz a 300 mg/m^3 -t
(Bultjes et al., 1986)

Magyarország ebbe a körzetbe esik (5. ábra). A modellel számtalan környezetvédelmi stratégia ózon-koncentrációra gyakorolt hatását vizsgálták meg. Ezek a számítások a nemzetközi környezetvédelmi együttműködések során jelentős szerephez jutottak, illetve jutnak.

Az OXIDATE program a modell-számítások támogatására, a tényleges helyzet felmérésére ózon és nitrogén-oxid mérő hálózatot szervezett Nyugat-Európában. A mérések 1985-ben indultak 25 állomással. Ezek a mérések azt mutatták, hogy a szennyező források területi eloszlása és az uralkodó éghajlati viszonyok miatt Európában a felszínközeli ózon-koncentráció határozott északnyugat-délkeleti gradienssel rendelkezik (6 ábra), azaz az ózon-koncentráció Nyugat-Európából Magyarország felé haladva számottevően növekszik (Grennfelt et al., 1987; 1988). Az OXIDATE program 3 évig működött, szerepét átvette az EMEP, illetve a TOR program.

Az EMEP (*Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long Range Transmission of Air Pollutants in Europe*) a szennyezőanyagok nagytávolságú, or-

szághatárokat átlépő transzportjának vizsgálatára a 70-es évek közepén létrehozott összeurópai mérési-kutatói program. 1988 óta szerepel mérési programjában a felszínközeli



6. ábra:
Órás ózon-koncentrációk,
amelyeknél magasabb értékek 1986
nyarán csak a mérési időszak
2 %-ában fordultak elő (mg/m^3)
(Grennfelt et al., 1988)

ózon-koncentráció mérése. Ezzel párhuzamosan megindultak az egész Európára kiterjedő modell-számítások is (Simpson és Hov, 1990) (7. ábra).

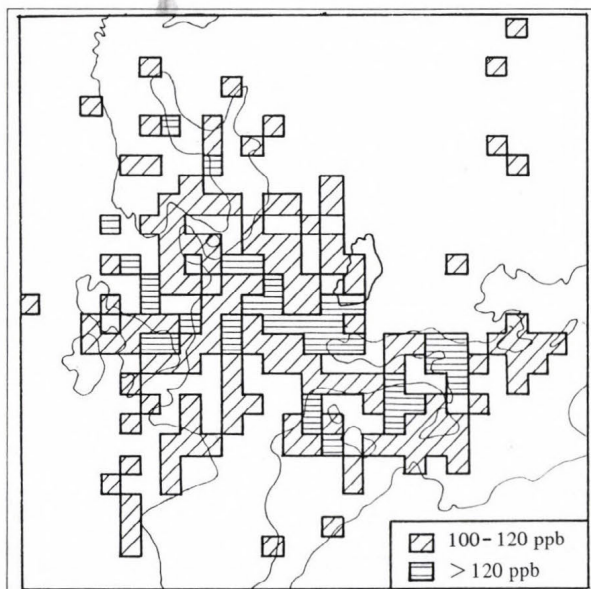
Az 1985 nyarán meghirdetett EUREKA program fő célja a technika-technológia fejlesztése. Mivel ma már az ipari tevékenység, a technológia fejlesztés megengedhetetlen a környezeti hatások számbavétele nélkül, az EUREKA egy EUROTRAC-nek elnevezett (European Experiment on Transport and Transformation of Environmentally Relevant Trace Constituents in the Troposphere over Europe), számos projektből álló környezeti alprogramot is tartalmaz (Haszpra, 1989). A troposzférikus ózon probléma jelentőségére való tekintettel a projektek nagy része érinti ezt a kérdést, egy pedig, a TOR (Tropospheric Ozone Research) kifejezetten ezzel foglalkozik.

A TOR program közvetlen célja az Európa feletti troposzférikus ózon-koncentráció alakulásának vizsgálata mérésekkel és modell-számításokkal. Ennek érdekében egy pillanatnyilag 20 állomásból álló mérőhálózatot hoztak létre (8. ábra), amelyben a lehetőségek szerint az ózonképződésben szerepet játszó minden fontosabb nyomanyag koncentrációját mérik. Ezekre a mérésekre épülnek a kiterjedt elméleti kutatások.

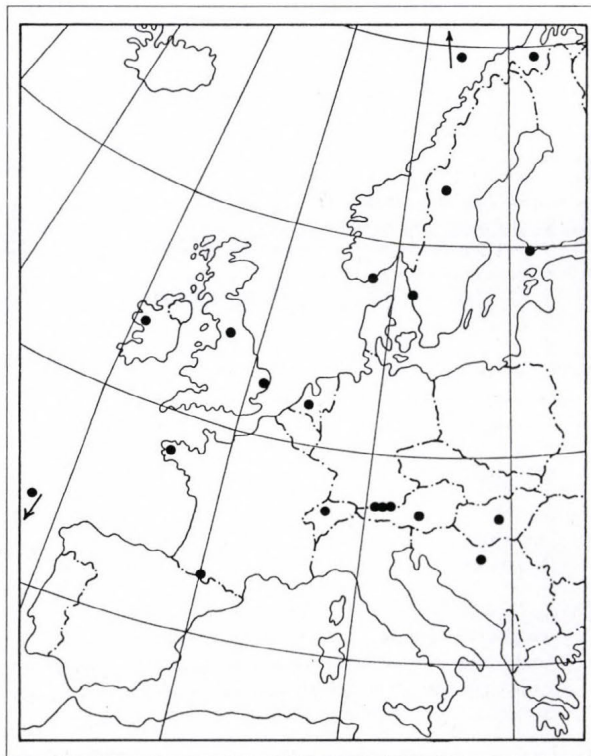
Magyarországon a 80-as évek közepén indultak a felszínközeli ózonnal és egyéb légköri fotokémiai oxidánsokkal kapcsolatos kutatások. A Központi Légekörfizikai Intézet és a Központi Kémiai Kutatóintézet együttműködésével elindított, részben az Országos Környezet- és Természetvédelmi Hivatal, illetve a Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Minisztérium által finanszírozott kutatási programban elsősorban a szennyezett levegőben

lezajló ózonképződéssel foglalkoztunk (lásd pl. *Bérces et al.*, 1985; 1989). Ez elméleti munkából (*Bérces et al.*, 1986; *Turányi és Bérces*, 1990), modell-számításokból (*Turányi et*

7. ábra:
A maximális órás ózon-koncentráció
Európában, 1985. július (Simpson és
Hov, 1990)



8. ábra:
A TOR program mérőhálózata



al., 1987) és budapesti levegőszennyezettség mérésekből állt (Haszpra et al., 1988; 1990; 1991).

1987 végén csatlakoztunk a már említett TOR programhoz. Az EMEP és a Meteorológiai Világszervezet részére is dolgozó, Kecskemét-Lajosmizse körzetében lévő (8. ábra) K-pusztai regionális háttér levegőszennyezettség mérő állomásunk programját úgy bővítettük, illetve bővítjük, hogy az megfeleljen a TOR program követelményeinek. A TOR programban az állomás jelentőségét többek között az adja, hogy Közép-Európában az egyik legkeletibb állomás, mintegy 300 km-rel növeli meg azt az utat, amelyen a nyugat felől áramló levegőben az oxidáns-képződés nyomon követhető. Mivel a korábbi vizsgálatok azt mutatták (lásd OXIDATE), hogy Európában az ózon-koncentráció kelet- délkelet felé nő, ez a 300 km a kutatások szempontjából igen értékes.

A TOR programban folyamatosan gyűlt adatok mostanság adnak lehetőséget az első tudományos elemzésekre. Ezekhez a K-pusztai adatok is hozzájárulnak, egyben persze saját kutatásokra is módot adnak.

IRODALOM

- Angell, J. K. and Korshover, J., 1983: Global variations in total ozone and layer-mean ozone: an update through 1981. *J. Clim. Applied Meteorology* 22, 1611–1627.
- Bérces T., Demeter A., Haszpra L., Molnár Á., Nyitrai L., Szilágyi I. és Turányi T., 1989: Lokális levegőminőségi vizsgálatok; nagy légszennyezettségű helyzetek kialakulásának meteorológiai és fizikai-kémiai feltételei városokban. Összefoglaló kutatási jelentés a Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Minisztérium részére
- Bérces T., Haszpra L., Mészáros E. és Turányi T., 1985: Légszennyező anyagok terjedésének és kémiai átalakulásának együttes tanulmányozása; primer szennyezőanyagok hatásának vizsgálata a levegő minőségére. Éves kutatási jelentés az Országos Környezet- és Természetvédelmi Hivatal részére
- Bérces T., Turányi T. and Haszpra L., 1986: The kinetics of reactions occurring in the unpolluted troposphere. I. Formulation of the reaction mechanism. *Acta Chimica Hungarica* 122, 147–161.
- Bojkov, R. D., 1985: *Tropospheric Ozone, its Changes and Possible Radiative Effects*. WMO – No. 647, 94–127.
- Brühl, Ch. and Crutzen, P. J., 1988: Scenarios of possible changes in atmospheric temperatures and ozone concentrations due to man's activities, estimated with one dimensional coupled photochemical climate model. *Climate Dynamics* 2, 173–203.
- Builtjes, P. J. H., Bovenkerk, M. and Zwerver, S., 1986: Photochemical oxidants abatement policy and its regional rationale in the Netherlands. *7th World Clean Air Congress*, Sydney, Australia, August 25–29, 1986.
- Dignon, J. and Hameed, S., 1985: A model investigation of the impact of increases in anthropogenic NO_x emissions between 1967 and 1980 on tropospheric ozone. *J. Atmosph. Chem.* 3, 491–506.
- Feister, U. and Warmbt, W., 1987: Long-term measurement of surface ozone in the German Democratic Republic. *J. Atmosph. Chem.* 5, 1–21.
- Grennfelt, P., Saltbones, J. and Schjoldager, J., 1987: *Oxidant Data Collection in OECD-Europe, 1985–87 (OXIDATE)*. April–September 1985. NILU 22/87.
- Grennfelt, P., Saltbones, J. and Schjoldager, J., 1988: *Oxidant data collection in OECD-Europe, 1985–87 (OXIDATE)*. October 1985 – March 1986 and April – September 1986. NILU 31/88.
- Hameed, S. and Dignon, J., 1988: Changes in the geographical distribution of global emissions of NO_x and SO_x from fossil-fuel combustion between 1966 and 1980. *Atmosph. Environ.* 22, 441–449.
- Haszpra L., 1989: A Központi Léggörfizikai Intézet az EUREKA programban. *Léggör* 34/3, 20–26.
- Haszpra, L., Demeter, A., Szilágyi, I., Turányi, T. and Bérces, T., 1991: Hydrocarbon and aldehyde measurements in Budapest. *Atmosph. Environ.* 25B, (nyomdában)

- Haszpra, L., Molnár, Á. and Bácskai, Gy., 1990: Ozone observation in suburban Budapest. *Időjárás* 94, 1-9.
- Haszpra L., Szilágyi I., Bácskai Gy., Cziczó T., Demeter A., Kertész M. és Turányi T., 1988: Tájékoztató mérések Budapesten a fotokémiai légszennyeződés kimutatására. *Egészségtudomány* 32, 363-374.
- Horváth M., Bilitzky L. és Hünter J., 1976: Az ózon. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
- Hout van der K. D., 1985: Hydrocarbons in relation to air quality. *Dutch Air Quality Management Report XLVIII*, CMP-TNO 85/03, June 1985.
- Hov, O., Becker, K. H., Bultjes, P., Cox, R. A. and Kley, D., 1986: Evaluation of the photo-oxidants-precursor relationship in Europe, 1985. CEC Air Pollution Research Report 1.
- Isaksen, I. S. A. and Hov, O., 1987: Calculation of trends in the tropospheric concentration of O₃, OH, CO, CH₄ and NO_x. *Tellus* 39B, 271-285.
- Janach, W. E., 1989: Surface ozone: Trend details, seasonal variations, and interpretation. *J. Geophys. Res.*, 94D, 18289-18295.
- Khalil, M. A. K. and Rasmussen, R. A., 1987: Atmospheric methane: Trends over the last 10,000 years. *Atmosph. Environ.*, 21, 2445-2452.
- Khalil, M. A. K. and Rasmussen, R. A., 1988: Carbon monoxide in the Earth's atmosphere: indications of a global increase. *Nature* 332, 242-245.
- Khalil, M. A., Rasmussen, R. A. and Shearer, M. J., 1989: Trends of atmospheric methane during the 1960s and 1970s. *J. Geophys. Res.*, 94D, 18279-18288.
- Liu, D. V., Trainer, M., Fehsenfeld, F. D., Parrish, D. D., Williams, E. J., Fahey, D. W., Hübler, G. and Murphy, P. C., 1987: Ozone production in the rural troposphere and the implications for regional and global ozone distributions. *J. Geophys. Res.*, 92D, 4191-4207.
- Logan, J. A., 1985: Tropospheric ozone: Seasonal behavior, trends and anthropogenic influence. *J. Geophys. Res.*, 90D, 10463-10482.
- Logan, J. A., Prather, M. J., Wofsy, S. C. and McElroy, M. B., 1981: Tropospheric chemistry: A global perspective. *J. Geophys. Res.*, 86, 7210-7254.
- Meinl, H., Bultjes, P., Klug, W. and Stern, R., 1989: PHOXA, Photochemical Oxidant and Acid Deposition Model Application within the Framework of Control Strategy Development. Summary Report, July 1989.
- Mészáros E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Penkett, S. A., 1984: Ozone increase in ground-level European air. *Nature* 311, 14-15.
- Penkett, S. A., 1988a: Indications and causes of ozone increase in the troposphere. In: *Changing Atmosphere* (eds.: Rowland, F. S. és Isaksen, I. S. A.) 91-103. Jon Wiley & Sons Ltd., Chichester, New York, Brisbane, Toronto and Singapore
- Penkett, S. A., 1988b: Increased tropospheric ozone. *Nature* 332, 204-205.
- Penkett, S. A., 1989: Ultraviolet levels down not up. *Nature* 342, 283-284.
- Rinsland, C. P. and Levine, J. S., 1985: Free tropospheric carbon monoxide concentrations in 1950 and 1951 deduced from infrared total column amount measurements. *Nature* 318, 250-254.
- Simpson, D. and Hov, O., 1990: *Long Period Modelling of Photochemical Oxidants in Europe*. Calculations for July 1985. EMEP MSC-W Note 2/00.
- Singh, H.B., Martinez, J.R., Hendry, D.G., Joffe, R. J. és Jonson, W. B., 1981: Assessment of the oxidant forming potential of light saturated hydrocarbons in the atmosphere. *Environ. Sci. and Technol.*, 15, 113-119.
- Turányi, T. and Bérces, T., 1990: Kinetics of reactions occurring in the unpolluted troposphere. II. Sensitivity analysis. *React. Kinet. Catal. Letter* 41, 103-108.
- Turányi, T., Haszpra, L. and Bérces, T., 1987: A photochemical air pollution model. *European Congress on Simulation*, Sept. 21-25, 1987, Prague, Volume A, 204-207.
- Voltz, A. and Kley, D., 1988: Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century. *Nature* 332, 240-242.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 2–3. szám, 1991. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 2–3 March–June 1991

Az ózon hatása a növényzetre

Borhidi Attila

Janus Pannonius Tudományegyetem Növényteni Tanészéke, Pécs

A talajközeli ózon és más oxidáló anyagok magas koncentrációban károsan befolyásolják a növényzetet. A hatások vizsgálata különösen azért fontos, mert az emberi tevékenység jelentősen megnövelte a troposzférikus ózon szintjét. A tanulmány célja, hogy összefoglalja az ilyen jellegű vizsgálatok eredményeit, amelyeket elsősorban az Egyesült Államokban végeztek.

*

Effects of ozone on the vegetation. Ozone and other oxidants in the surface air cause injurious effects to the vegetation if their concentration is high. Considering the fact that human activities have increased considerably the concentration of ozone in the troposphere, the study of such effects is of particular interest. The aim of this presentation is to summarize the results of such studies carried out mostly in the Unites States.

Az ózon és más fotokémiai oxidáló anyagok, mint a peroxi-acetilnitrát (PAN), a peroxi-propionilnitrát (PPN) és a hidrogén-peroxid, súlyosan károsítják a fákat és a növény-takaró más elemeit. A káros hatások már $100\text{--}200\text{ mg/m}^3$ koncentrációnál is fellépnek, ha ez a töménység 6 óránál hosszabb ideig éri a növényeket. Az Egyesült Államokban a mezőgazdasági növénytermesztést érő ózonkárt 1986-ban évi 1–2 milliárd dollárra becsülték. Az erdőkben okozott ózonkárokról még nem készült gazdasági felmérés, de ennek értéke várhatóan jóval magasabb. Közép-Európában az ózonszint 50 és 250 mg/m^3 értékek között változik. Nyugat-Németországban az egy órára számított átlagos koncentráció nagy területeken $100\text{--}250\text{ mg/m}^3$ közé esik, a csúcserkékek elérik a 400 mg/m^3 -t. Az ózonnak az erdőpusztulásban való szerepét legalaposabban az Egyesült Államokban kutatták. A kaliforniai San Bernardino-hegységben a *Pinus ponderosa*, *P. jeffreyana*, *Abies concolor*, *Quercus nigra* és a *Libocedrus decurrens*, míg Virginiában a síma fenyő (*Pinus strobus*) állományainak károsodását vizsgálták. Az ózon közvetlenül a tűlevelek szöveteit károsítja, ami korai tűhullást, csökkent fotoszintetikus aktivitást és az évi törzsgyarapodás visszaesését okozza. Csökkenti továbbá a fák ellenállóképességét a rovarokkal, patogén gombákkal és vírusokkal szemben, és ez nagy kiterjedésű epidémiákhoz vezet. Az európai erdőpusztulásoknál is számolnak az ózon károsító hatásával. Egyes szerzők a hazai tölgypusztulás esetében is feltételezik a savas ülepedés és az ózon kombinált hatását.

Az ózon által előidézett termés kiesések gazdasági súlyát jól mutatja az a tény, hogy az 1990 augusztusában Yokohamában lezajlott növényökológiai világkongresszuson, az INTECOL'90-en, már egy önálló szekció teljes napi programját töltötték ki az ilyen témakörrel foglalkozó előadások, amelyek az utolsó 5 év kutatási eredményeiről számoltak be.

Hogsett, az amerikai San Bernardino program vezetője összefoglalta az 1980 óta folyó kutatások eredményeit. A kezdeti helyi megfigyelések után rövidesen áttértek a sza-

badföldi kísérletes kutatási módszerekre, és jelentősen kiterjesztették a kísérletbe bevont haszonnövények számát. Előbb szójjával és dohánnyal végeztek kísérleteket, amelyeket szabad földi vetésre kihelyezett nyitott tetejű fóliasátrón átáramoltatott ózon gázzal 4–22 órán keresztül kezeltek 0,03, 0,06, 0,08, 0,1, 0,16, 0,24 g/m³ koncentrációjú gázkeverékkel. Előzőleg megállapították, hogy az ózon koncentráció napi normális értéke 0,03 és 0,06 g/m³ között mozog, a legalacsonyabb a napkelte előtti órákban, majd meredeken emelkedve délelőtt 10 órakor éri el a maximumot, s egészen délután 4–5 óráig ennek közelében marad, és napnyugta után esik vissza a minimum értékhez közel eső tartományba.

A növények válaszreakcióit vizsgálva megállapították, hogy a kezelésre a különböző növényfajok más-más tünetekkel válaszolnak. A szóján a levél ereken keletkeznek vörösbarna színű elszíneződések, majd elhalások, míg a dohányon a levelek között jelennek meg apró fehér foltok, amelyek később nagyobb foltokká folynak össze. Megállapították, hogy a napi dózist elszennedő egyedek adaptálódnak bizonyos mértékig az ózon-hatásokra. Lőhere-n végzett kísérleteknél a napi kezelést kapott egyedeken csak 20–30 %-os károsodásokat észleltek, míg az előkezelést nem kapott egyedeken a károsodások 60–70 %-osak voltak.

A kutatásokat fákra és mezőgazdasági növényekre is kiterjesztették. Vizsgálták az árpa, kukorica, lucerna, gyapot, a fehér és vörös here, bab, saláta, földi mogoró, köles, dohány és paradicsom termésének alakulását különböző ózon-koncentrációjú levegőben. Azt találták, hogy a terméshozam 0,02 g/m³ koncentrációnál még nem változik lényegesen. A koncentráció növekedésével azonban a hozam lineáris arányban csökken. 0,1 g/m³-es értéknél az eredetinek már csak 1/3-a a kukorica hozama. Lucerna és gyapot esetében, 0,08 g/m³ ózon-tartalom mellett, a termés csökkenés 19–58 %-ig terjedhet.

Megállapították továbbá, hogy különböző tűlevelűeknél, így a ponderosa fenyőnél, a Douglas-fenyőnél, a Hemlock-fenyőnél, a vörös cédrusnál és a Lambert-fenyőnél, a levél, szár és gyökér-elhalás mértéke elérheti a 34 %-ot.

Az ózon-koncentráció jelentős mértékben nagyobb a városközeli területeken, mint a távoli mezőgazdasági tájakon. Az ezekre vonatkozó összehasonlító kísérletek során a szántóföldi légtér szimulálására 120 ppb/h expozíciót, a városközeli levegő ózontartalmának modellezésére 166 ppb/h expozíciót használtak. Megállapították, hogy a városközeli levegőnek megfelelő koncentrációban a nyárfa 50 %-os, a ponderosa fenyő 60 %-os, a lőhere pedig 52 %-os biomassza csökkenést szenved, száraz biomasszasúlyra számítva.

Az ózon hatásmechanizmusát tekintve a kutatók kétféle hipotézist állítottak fel.

Az egyik szerint az ózonhatásnak kitett levelekből az eső sokkal gyorsabban mossa ki a tápanyagokat, aminek következtében tápanyaghiány és Mg-hiány lép fel. Ez a klorofill-képződést lelassítja, a levelekben klorózisos tüneteket idéz elő, megnöveli a levelek fényérzékenységet és ugyanakkor csökkenti a fotoszintetikus asszimilációt. Mindezek végső soron a gyökérszónára hatnak vissza, csökkentve a gyökérnövekedést, aminek következtében csökken a tápanyagfelvétel és ez folytonos lánczáródva a növény növekedésének leállítását, degenerálódást, az ellenállóképesség csökkenését stb. idézi elő.

A másik hatásmechanizmus szerint az ózon a sejtekben működő enzimek egy részét inaktíválja, ami a sejtmembránok károsodásához, sejtek, sejtcsoportok elhalásához vezet, aminek egyenes következménye a fotoszintézis csökkenése és a légzés megnövekedése, csökkent növekedés stb.

Ez utóbbi modell vizsgálatáról számolt be a német *Guderian* és kutatócsoportja, akik megállapították, hogy az ózon a sejtekben elsősorban a nitrogén-körforgalmat szabályozó enzimrendszert, ezen belül is elsősorban a glutaminát-dehidrogenáz (GDH) és aszper-táz (AAT) enzimeken keresztül a nitrátreduktáz (NR) enzimet stimulálja. Ennek következtében a sejt C/N egyensúlya felborul és a növekedési folyamatok sokszorosan több energiát igényelnek, vagyis a növény jelentős energiavesztéssel üzemel, ami korai, gyors elöregedéshez, a szakirodalomban csak PS-nek rövidített *premature senescence*-hez vezet. Ez a hatás több egymást követő évben akkumulálódik. Bükkfa csemetéket megfigyelték, hogy míg a kezelés első évében a levelek csak 2 héttel korábban kezdtek el sárgulni a kontrollénál, a második évben már májusban láthatóvá vált a károsodás és augusztusra az

állomány 85 %-a lehullatta a lombját. Kimutatták, hogy az ózon nemcsak a növekedéshez szükséges energiaigényt növeli meg, hanem a keményítő raktározásának energiaigényét is. Ezért az ózon jelentős termés kiesést okoz a szemtermést produkáló gazdasági növényeknél. A korábbi becslésekkel ellentétben ma már az ózon okozta gazdasági károkat az Egyesült Államokban 1–2 milliárd helyett 1–5 milliárdra teszik.

Az okozott károk pontosabb becslésére és a várható termés kiesések prognosztizálására az Egyesült Államokban egy ún. CLAS programot hoztak létre (*Crop Loss Assessment System* rövidítésként). Ehhez a programhoz néhány éve Japán is csatlakozott, ahol a rizs és szója termelést érintő ózonhatások gazdasági következményeit vizsgálják. Egész Kanto tartományt 5x5 km-es grid-hálózatra osztották. Minden hálózati négyzetben egy kísérleti állomás működik, ahol kihelyezett fóliasátrakon átáramoltatott ózongázelegy expozícióval vizsgálják a várható termés kiesést. Megállapították, hogy az ózon hatására a növények zárják légcseré nyílásait és csökkentik a fotoszintetikus aktivitást. Megfigyeléseik szerint az ózon befolyásolja a fotoszintetikusan aktív sugárzást (a PAR-t) az ún. fény-együttható és a levél *area index* módosításán keresztül, de sok esetben közvetlenül is. Az ózon a növény vegetatív zónájában 10 %-kal csökkenti a PAR hasznosítását, a reprodukív zónában pedig 20–40 %-kal.

Ezek a kísérleti eredmények a természetben előforduló ózon koncentrációknál és expozíciós időknél jóval magasabb értékeknél keletkeztek. Mégsem hagyható figyelmen kívül, hogy az ózon-hatás következtében Japánban eddig a legnagyobb termés kiesés rizsben 6 %, szójababban 20 % volt. Ezek az eredmények – tekintve a japán mezőgazdasági rendszerek rendkívüli csiszoltságát és technológiai fegyelmét – óriási károknak számítanak.

A felsorolt eredmények egyértelműen arra hívják fel a figyelmet, hogy az ózon troposzférikus koncentrációját csökkentenünk kell. Ez csak úgy érhető el, ha mérsékeljük a jelentős mértékben közlekedési eredetű nitrogén-oxidok, szénhidrogének és a szén-monoxid kibocsátását. Az elavult, sokszor kétütemű gépkocsiparkkal rendelkező közép-kelet-európai országoknak ezen a területen különösen sok tennivalójuk van.

G. GÖTZ, E. MÉSZÁROS, G. VALI: **Atmospheric Particles and Nuclei** (*Részecskék és koncentrációs magvak a légkörben*). Akadémiai Kiadó, Budapest, 1991. 274 oldal, 76 ábra, 19 táblázat, mintegy 500 irodalmi hivatkozás.

A légkörben lebegő szilárd és cseppfolyós részecskék közvetve vagy közvetlenül befolyásolják az időjárást, a Föld éghajlatát. Jelentős szerepet játszanak a Föld-légkör rendszer sugárzási mérlegének és a légkör néhány lényeges jellemzőjének kialakításában. Egyes részecskék tulajdonságaiknál fogva a vízcsepp és jégkristály képződés kiinduló pontjai, a légköri halmazállapot-váltás nélkülözhetetlen kellékei. Ezek a kondenzációs-, illetve jégmagvaknak nevezett részecskék döntő módon meghatározzák a csapadékképződés folyamatait és ezen keresztül egyes régiók időjárását, éghajlatát. Az emberi tevékenység során a légkörbe bocsátott szennyezőanyagok egy része befolyásolja a légkör aeroszol-koncentrációját, ezen keresztül pedig, a fenti folyamatok révén, bolygónk éghajlatát.

A könyv négy fejezetben tárgyalja az aeroszol részecskék, magvak fizikai és kémiai tulajdonságait, szerepüket a felhő- és csapadékképződésben, az éghajlat alakításában. Az első fejezet a légköri aeroszollal foglalkozik, ismerteti eredetét, a részecskék koncentrációját, fizikai és kémiai tulajdonságait, valamint légkörből való kikerülésük módját. Egy rövid alfejezet megismerteti az olvasót a fenti folyamatok matematikai modellezésének lehetőségeivel.

A második fejezet a felhőképződésben szerepet játszó kondenzációs magvakkal foglalkozik. Áttekinti a különböző kémiai tulajdonságú részecskéken lejátszódó kondenzációs folyamatokat. Bemutatja a kondenzációs magvak szerepét a felhő- és csapadékképződésben. Az elméletet a fejezet szerzője jelentős számú méréssel illusztrálja.

A harmadik fejezet a jégkristály-képződés folyamatait foglalja össze, külön kitérve mindazon tényezőkre, amelyek a folyamatokat befolyásolják. A szerző egy teljes alfejezetet szentel a mesterséges jégmagvaknak, amelyek segítségével a felhő- és csapadékképződési folyamatok (pl. jégesőképződés) módosíthatók.

Az utolsó fejezet az aeroszol részecskék és az éghajlat összefüggéseit tárgyalja. Bemutatja a légköri aeroszol szerepét az éghajlat szabályozásában, amelyet mérésekkel és modell-számításokkal is illusztrál.

A kondenzáció, a cseppnövekedés és a légköri sugárzás-átvitel elméletének részletei a könyv végén, függelékekben találhatók.

A könyvet haszonnal forgathatják egyetemi hallgatók, kezdő kutatók, de a fejezetenként 120–180 irodalmi hivatkozás miatt a légkörrel foglalkozó minden szakember számára fontos forrásmunka lehet.

Haszpra László

TÓTH GÉZA „EÖTVÖS LORÁND DÍJAS” meteorológus

Jóleső érzéssel és büszkeséggel nyugtázták a meteorológus szakemberek azt a tényt, hogy a környezetvédelmi és területfejlesztési miniszter az „Eötvös Loránd díj” kitüntetéssel honorálta **Tóth Gézát**, az Országos Meteorológiai és Földmágnesség Intézet 1948–1950 közötti időszak volt igazgatóját.

Tóth Géza (1901. augusztus 14., Nyitra) a Pázmány Péter Tudományegyetem Bölcsészeti Karán 1926-ban szerzett tanári oklevelet, s 1927-ben került az akkori Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézetbe, mint kísérleti tudományos munkaerő. Pályáján töretlenül haladt előre. Asszisztensként kezdte, majd adjunktus, osztálymeteorológus és I. o. főmeteorológus beosztásban folytatta operatív és tudományos munkáját. Szakmai érdeklődése az időjárási prognózis, a magaslégek körüli kutatás és a repülés biztonságát elősegítő repülésmeteorológiai előrejelzés területére terjedt ki, amit számos, az „Időjárás”-ban és egyéb tudományos folyóiratban megjelent publikációja is igazol. Megszerzett szakmai ismereteit már pályafutása kezdetétől továbbadta, minthogy 25 éven át oktatta a meteorológiát a Műszaki Egyetemen.

Az Intézetben végzett magas szintű szakmai tevékenységének méltó elismerése volt, hogy 1948. május 12-én megbízták a Meteorológiai Intézet igazgatói teendőinek ellátásával. **Tóth Géza** vezetőként nagy lelkesedéssel és hozzáértéssel kezdte szervezni a háborús események miatt szétesett állomáshálózatot és a fejlődésében visszaesett Meteorológiai Intézetet. Ezt bizonyítja az „Időjárás”-ban „A Meteorológiai Intézet, a magyar meteorológiai tudomány és szolgálat újjászervezése és korszerűsítése az öt éves terv keretében” címen 1949-ben megjelent tanulmánya is.

A meteorológiában szaktekinély lett, amit nagyban elősegített az, hogy több nyelven írt, olvasott. Munkatársai, beosztottjai elismerték és szerették, s a körülötte kialakult jó munkahelyi légkör eredményeként nagyarányú szakmai fejlődés vette kezdetét vezetése mellett az Intézetben. Megkezdte az időjárás előrejelzői és a repülésmeteorológiai szolgálat újjászervezését, majd megtette az első lépéseket az aerológiai obszervatórium létrehozatalához.

Felfelé ívelő pályafutásának 1950. június 12-e éjszakája vetett véget, amikor az Államvédelmi Hatóság váratlanul és törvénytelenül letartóztatta, őrizetbe vette, s csak 1953. szeptember 13-án szabadult a recski munkatáborból. Hivatali állásából az FM azonnali hatállyal felfüggesztette, majd távollétében fegyelmi eljárást folytattak le, amelynek eredményeként a letartóztatásban ismeretlen helyen lévő igazgatót állásából azonnali hatállyal, minden igény kizárásával elbocsájtották a következő indoklással: „Nevezettet az Államvédelmi Hatóságok 1950 június 13-án letartóztatták, azóta is fogva tartja. E körülményből alapos indokok arra lehet következtetni, hogy nevezett olyan magatartást tanúsított, amelyből kitűnik, hogy szemben állt a népi demokrácia állami és társadalmi rendjével” (szövegű idézet). Ezt a Földművelési Minisztérium Mezőgazdasági Kísérleti Központjának főtítokára írta **Tóth Géza**nak címezve az Országos Meteorológiai Intézetbe.

A törvénytelen ségek sorozatára jellemző, hogy ügyében az FM hozta a vele kapcsolatos határozatokat, noha az Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézet felügyeletét már 1950. május 20-tól a földművelési miniszter helyett a honvédelmi miniszter gyakorolta (a 145/1950 (V. 20.) MT számú rendelet értelmében).

Az 1953. szeptember 13-án bekövetkezett szabadulását követő időszakban tudományos munkásságát nem folytathatta, széleskörű nyelvtudásával azonban új munkahelyén nagy mértékben hozzájárult – korlátozott lehetősége ellenére is – a magyar geofizika nemzetközi elismertségének növeléséhez. Ezért a Magyar Geofizikusok Egyesülete 10 évvel ezelőtt örökös tiszteleti tagjává választotta.

Tudományos tevékenységének méltó elismeréseként 1991. április 16-án kapta meg az „Eötvös Loránd díjat”. E magas tudományos kitüntetés és elismerés alkalmából szívóbb gratulálunk és öszintén kívánunk további eredményes munkát, ehhez jó egészséget és boldog, békés további hosszú életet.

Mersich Iván

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

an international journal

To promote the distribution of *Atmospheric Environment* „Időjárás” publishes regularly the contents of this important journal. For further information the interested reader is asked to contact Dr. P. Brimblecombe, School for Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, U. K.

Volume 24A Number 12 1990

- | | | |
|---|------|---|
| D. Noy, B. Brunekreef,
J. S. M. Boleij, D. Houthuijs
and R. De Koning | 2903 | The assessment of personal exposure to nitrogen dioxide in epidemiological studies |
| S. R. McDow, W. Giger, H. Bartscher,
A. Schmidt-Ott and
H. C. Siegmann | 2911 | Polycyclic aromatic hydrocarbons and combustion aerosol photoemission |
| A. F. M. Ahmed | 2917 | SO ₂ and NO _x emissions due to fossil fuel combustion in Saudi Arabia: a preliminary inventory |
| A. F. M. Ahmed, R. P. Singh and
A. H. Elmubarak | 2927 | Chemistry of atmospheric precipitation at the western Arabian Gulf Coast |
| G. J. Keeler, J. D. Spengler,
P. Koutrakis, G. A. Allen,
M. Raizenne and B. Stern | 2935 | Transported acid aerosols measured in southern Ontario |
| E. G. Chapman, C. J. Barinaga,
H. R. Udseth and R. D. Smith | 2951 | Confirmation and quantitation of hydroxy-methane-sulfonate in precipitation by electrospray ionization tandem mass spectrometry |
| B. D. Katsoulis and D. M. Whelpdale | 2959 | Atmospheric sulfur and nitrogen budgets for southeast Europe |
| S. R. Hanna, J. S. Chang and
D. G. Strimaitis | 2971 | Uncertainties in source emission rate estimates using dispersion models |
| S. H. Cadle, R. VandeKopple,
P. A. Mulawa and J. M. Dasch | 2981 | Ambient concentrations, scavenging ratios, and source regions of acid related compounds and trace metals during winter in northern Michigan |
| N. A. Kelly and R. F. Gunst | 2991 | Response of ozone to changes in hydrocarbon and nitrogen-oxide concentrations in outdoor smog chambers filled with Los Angeles air |
| J. D. Joslin, S. F. Mueller and
M. H. Wolfe | 3007 | Tests of models of cloudwater deposition to forest canopies using artificial and living collectors |

Volume 24A Number 12 1990

- | | |
|--|---|
| <i>E. P. Weijers and H. F. Vugts</i> | 3021 The composition of bulk precipitation on a coastal island with agriculture compared to an urban region |
| <i>G. A. Isaac, W. R. Leaitch and J. W. Strapp</i> | 3033 The vertical distribution of aerosols and acid related compounds in air and cloudwater |
| <i>W. C. Malm, K. A. Gebhart and R. C. Henry</i> | 3047 An investigation of the dominant source regions of fine sulfur in the western United States and their areas of influence |
| <i>R. Prado-Fiedler</i> | 3061 On the relationship between precipitation amount and wet deposition of nitrate and ammonium |
| <i>H. Richartz, A. Reischl, F. Trautner and O. Hutzinger</i> | 3067 Nitrated phenols in fog |
| <i>J.-L. Jaffrezo, J.-L. Colin and J.-M. Gros</i> | 3073 Some physical factors influencing scavenging ratios |
| Technical Note | |
| <i>J. Vesely</i> | 3085 Stability of the pH and the contents of ammonium and nitrate in precipitation samples |
| Short Communications | |
| <i>G. S. Varma</i> | 3091 Cation deficiency in the atmosphere as a probable cause of acid rains in North America |
| <i>R. A. Ramundo and T. R. Seastedt</i> | 3093 Site-specific underestimation of wetfall NH ₄ using NADP data |

Volume 25A Number 1. 1991

(Special issue)

The Nitrate Radical: Physics, Chemistry, and the Atmosphere

*R.P. Wayne, I. Barnes, P. Biggs, J. P. Burrows, C. E. Canosa-Mas, J. Hijorth, G. Le Bras,
G. K. Moortgat, D. Perner, G. Poulet, G. Restelli, and H. Sidebottom*

Preface	v
I. Introduction	2
II. Spectroscopy, structure, and photochemistry	5
II.A. Spectroscopy	5
II.A.1. Visible electronic absorption spectrum	5
II.A.2. Infrared absorption spectrum	11
II.A.3. Fluorescence excitation and emission spectrum: laser induced fluorescence (LIF)	14
II.A.4. Electron spin resonance	19
II.B. Structure	21
II.B.1. Survey of the theoretical approaches	22
II.B.2. Experimental evidence for the structure of <i>sym</i> -NO ₃	25
II.B.3. The other isomer: peroxyxynitrite, OONO	27
II.B.4. Conclusions	28
II.C. Thermochemistry	30
II.C.1. Heat of formation	30
II.C.2. Standard entropy	31
II.D. Absorption cross sections	32
II.D.1. Importance of the absorptions cross section	32
II.D.2. Absorption cross section at room temperature	32
II.D.3. Temperature dependence of the absorption cross section	35
II.D.4. Absorption cross sections: evaluation	36
II.D.5. Absorption coefficients of NO ₃ in the liquid phase	39
II.E. Photochemistry	40
II.E.1. Photolysis of NO ₃ : product quantum yields	40
II.E.2. Photolysis of NO ₃ : precursors	44
II.F. Excited NO ₃	48
II.F.1. Dynamics of the excited state	48
II.F.2. Vibrationally excited NO ₃ produced in chemical systems	50
III. Laboratory experimental techniques	50
III.A. Generation of the nitrate radical	52
III.A.1. The reaction of NO _x with ozone	52
III.A.2. Decomposition of dinitrogen pentoxide	53
III.A.3. Reaction of halogen atoms with nitric acid	53
III.A.4. Reaction of hydroxyl radicals with nitric acid	54
III.A.5. Sources involving chlorine nitrate	54
III.A.6. Addition of atomic oxygen to nitrogen dioxide	55
III.A.7. Pulse radiolysis sources	55
III.A.8. Sources in the condensed phase	56

III.B.	Detection of the nitrate radical	57
III.B.1.	Optical absorption in the visible region	57
III.B.2.	Laser induced fluorescence (LIF)	58
III.B.3.	Infrared absorption	60
III.B.4.	Mass spectrometry	60
III.B.5.	Determination of absolute concentrations	60
III.C.	Kinetic tools	62
III.C.1.	Absolute methods	62
III.C.2.	Relative rate methods	75
IV.	Kinetics and mechanisms of chemical reactions	76
IV.A.	Inorganic non-radical reactions	76
IV.B.	Organic non-radical reactions	94
IV.B.1.	Alkanes and haloalkanes	96
IV.B.2.	Alkenes (alkenes, dialkenes, haloalkenes, cycloalkenes and terpenes)	100
IV.B.3.	Alkynes	114
IV.B.4.	Oxygen-containing organic compounds	116
IV.B.5.	Aromatic compounds	119
IV.B.6.	Sulphur-containing organic compounds	123
IV.B.7.	Heterocyclic organic compounds	126
IV.B.8.	Nitrogen and phosphorus containing organic compounds	127
IV.B.9.	Kinetic data: summary and correlations	128
IV.C.	Radical reactions	139
IV.C.1.	Reactions of NO ₃ with atoms	140
IV.C.2.	Reactions of NO ₃ with free radicals	143
IV.C.3.	Interpretations of reactivity	149
IV.D.	Reactions in solution	150
V.	The nitrate radical in the atmosphere	158
V.A.	The role of NO ₃ in the atmosphere	159
V.A.1.	Atmospheric sources of NO ₃	159
V.A.2.	Atmospheric sinks of NO ₃	160
V.A.3.	The NO ₃ reaction manifold in the atmosphere	163
V.A.4.	A simple analysis of night and day atmospheric behaviour of NO ₃ and N ₂ O ₅	163
V.A.5.	Applications of night-time NO ₃ field observations to NO ₃ kinetic studies	168
V.A.6.	Significance of NO ₃ at night	169
V.B.	Field measurements and experimental techniques	169
V.B.1.	Experimental techniques	169
V.B.2.	Stratospheric results	173
V.B.3.	Tropospheric measurements of NO ₃	177
V.B.4.	Atmospheric N ₂ O ₅	179
V.C.	Atmospheric implications of the presence of the NO ₃ radical	180
V.C.1.	Measurements of NO ₃	180
V.C.2.	Laboratory studies	180
V.C.3.	Model predictions and requirements	181
VI.	Unresolved issues in NO ₃ chemistry	187
VI. A.1.	Structure spectroscopy and photochemistry	187
VI. A.2.	Laboratory experimental techniques	188
VI. A.3.	Kinetics and mechanisms of chemical reactions	188
VI. A.4.	The nitrate radical in the atmosphere	190
VI.B.	Conclusions	190
VII.	References	191

Volume 25A Number 2 1992

<i>B. J. Turpin and J. J. Huntzicker</i>	207	Secondary formation of organic aerosol in the Los Angeles Basin: a descriptive analysis of organic and elemental carbon concentrations
<i>F. Joos and U. Baltensperger</i>	217	A field study on chemistry, S(IV) oxidation rates and vertical transport during fog conditions
<i>R. Lehmann</i>	231	Uncertainty analysis for a linear programming model for acid rain abatement
<i>L. Mølhave and M. Thorsen</i>	241	A model for investigations of ventilation systems as sources for volatile organic compounds in indoor climate
<i>U. Bufler and K. Wegmann</i>	251	Diurnal variation of monoterpene concentrations in open-top chambers and in the Welzheim forest air, F. R. G.
<i>H. Frank, W. Frank and H. J. C. Neves</i>	257	Airborne C ₁ - and C ₂ -halocarbons at four representative sites in Europe
<i>K. Jylhä</i>	263	Empirical scavenging coefficients of radioactive substances released from Chernobyl
<i>E. R. Byron, R. P. Axler and C. R. Goldman</i>	271	Increased precipitation acidity in the central Sierra Nevada
<i>J. J. Erbrink</i>	277	A practical model for the calculation of σ_y and σ_z for use in an on-line Gaussian dispersion model for tall stacks, based on wind fluctuations
<i>K. Yamaguchi, T. Tatano, F. Tanaka, M. Nakao, M. Gomyoda and H. Hara</i>	285	An analysis of precipitation chemistry measurements in Shimane, Japan
<i>W. Baeyens and H. Dedeurwaerder</i>	293	Particulate trace metals above the Southern Bight of the North Sea—I. Analytical procedures and average aerosol concentrations
<i>T. J. Butler and G. E. Likens</i>	305	The impact of changing regional emissions on precipitation chemistry in the eastern United States
<i>J. W. Grimm and J. A. Lynch</i>	317	Statistical analysis of errors in estimating wet deposition using five surface estimation algorithms
<i>A. Sirois</i>	329	The relationship between mean and standard deviation in precipitation chemistry measurements across Eastern North America
<i>C. S. Potter and H. L. Ragsdale</i>	341	Dry deposition washoff from forest tree leaves by experimental acid rainfall

A. R. MacKenzie, R. M. Harrison, <i>I. Colbeck and C. N. Hewitt</i>	351	The role of biogenic hydrocarbons in the production of ozone in urban plumes in southeast England
K. C. Jones, C. Symon, P. J. L. Taylor, J. Walsh and A. E. Johnston	361	Evidence for a decline in rural herbage lead levels in the U. K.
F. N. Mouzakis and G. Bergeles	371	Pollutant dispersion over a triangular ridge: a numerical study
D. H. Bache	381	Characterizing plume dispersion in the diabatic surface layer by trajectory analysis
K. G. Anlauf, H. A. Wiebe, E. C. Tuazon, A. M. Winer, G. I. Mackay, H. I. Schiff, T. G. Ellestad and K. T. Knapp	393	Intercomparison of atmospheric nitric acid measurements at elevated ambient concentrations
R. Lehmann	401	On properties of linear programming models for acid rain abatement
C. S. Fung, P. K. Misra, R. Bloxam and S. Wong	411	A numerical experiment on the relative importance of H ₂ O ₂ and O ₃ in aqueous conversion of SO ₂ to SO ₄ ²⁻
J. M. Pacyna, S. Larssen and A. Semb	425	European survey for NO _x emissions with emphasis on Eastern Europe
G. R. Cass, W. W. Nazaroff, C. Tiller and P. M. Whitmore	441	Protection of works of art from damage due to atmospheric ozone
A. D. Hewitt and J. H. Cragin	453	Contamination of aqueous samples with formate and acetate from ambient air
A.-L. Pasanen, P. Pasanen, M. J. Jantunen and P. Kallioikoski	459	Significance of air humidity and air velocity for fungal spore release into the air
S. V. Hering and P. H. McMurry	463	Optical counter response to monodisperse atmospheric aerosols
A. Trujillo-Ventura and J. H. Ellis	469	Multiobjective air pollution monitoring network design
I. Lisac and V. Grubisic	481	An analysis of surface ozone data measured at the end of the 19th century in Zagreb, Yugoslavia
R. Sequeira	487	A note on the consumption of acid through cation exchange with clay minerals in atmospheric precipitation
A. S. Lefohn and D. S. Shadwick	491	Ozone, sulphur dioxide, and nitrogen dioxide trends at rural sites located in the United States

R. C. Henry, Y.-J. Wang and
K. A. Gebhart

503 The relationship between empirical orthogonal functions
and sources of air pollution

P. S. Low, T. D. Davics,
P. M. Kelly and R. Reiter

511 Uncertainties in surface ozone trend at Hohenpeissenberg

Short Communications

N.-H. Lin and V. K. Saxena

517 Interannual variability in acidic deposition on the
Mt. Mitchell area forest

B. R. Appel, Y. Tokiwa, V. Povard
and E. L. Kothny

525 The measurement of atmospheric hydrochloric acid in
Southern California



SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

A kéziratokat a szerkesztő bizottság lektorál-tatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. A kéziratnak a következő formai igényeket kell kielé-gítenie:

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fe-jezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hi-vatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. Például egyetlen szerző esetén: *Róna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe nem illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző esetén: *Gamow és Cleveland*, (1953). Ha adott szerzők ugyan-azon évben publikált több cikkére hivatkozunk, akkor az évszámhoz *a)*, *b)* stb. betűket írunk. Az irodalom felsorolása a **cikk végén** a szerző(k) neve szerinti betűrendben történik. Folyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a cikk címe, a folyóirat neve, kötettség, kezdő és befejező oldalszám. Például: *Dési, F.*, 1955: A meteorológiai kutatás idő-szerű kérdései. *Időjárás* 57, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjele-nés helye. Például: *Junge, C. E.*, 1963: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York and London.

Ábrák: A kézirat első példányához az ábrá-kat 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 minőség-ben nyújthatók be.

Táblázatok: A táblázatokat római számo-zással, szövegükkel együtt, külön lapon kell mellé-kelni.

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

A szerzők megjelent tanulmányukért térítés-mentesen 30 db **különlenyomatot** kapnak. Több különlenyomat a szerző költségére a kézirat elkül-detésével egyidejűleg rendelhető.

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or of the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó et al.*, (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters, *a)*, *b)* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of au-thor(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. G. *Dési, F.*, 1955: Cur-rent 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 Radio-activity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

Az Országos Meteorológiai Szolgálat Folyóirata

Készült az Országos Meteorológiai Szolgálat Nyomdájában,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Telefon: 1 353 500

Felelős vezető: **Máthé Gyuláné**

Felelős kiadó: **Dr. Mersich Iván**, az OMSZ elnöke

Levélcím: 1525 Budapest, Pf.: 38.

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324-6329

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
95. ÉVF. * 4. SZÁM * 1991. JULY - AUGUST

TARTALOM

<i>E. Cechová and N. Klimperová:</i> Meteorológiai effektusok szerepe a légkör szögmomentumának szabályos fluktuációiban és a nap hosszának változásában.	141
<i>M. Unkasevic:</i> A növényállomány albedó felszíni folyamatokra gyakorolt hatásának modellezése	153
<i>Z. Dunkel, K. Pásztor and Cs. Tiringér:</i> A fel-színhőmérséklet napi menetének számí-tása egyszerűsített energiaegyensúlyi modellel	170
<i>Bodolainé Jakus E., Tünczer T.:</i> Instabilitási vonal regionális ciklonban	178
<i>Gyenes L.:</i> Radioaktív anyagok nagy távolsá-gú terjedése	186
<i>Irodalom</i>	196
<i>Atmospheric Environment</i> folyóirat 25A évf. 3/4 (1991); 25A évf. 5/6 (1991); 25A évf. 7 (1991) és 25A évf. 8 (1991) számának tartalomjegyzéke.....	198

CONTENTS

<i>E. Cechová and N. Klimperová:</i> Meteorologi-cal effects on regular fluctuations of the atmosphere angular momentum and changes in the length of the day	141
<i>M. Unkasevic:</i> Modelling effect of various plant stand albedos on surface processes	153
<i>Z. Dunkel, K. Pásztor and Cs. Tiringér:</i> Calcu-lation of diurnal variation of surface temperature using a simplified energy balance model	170
<i>Bodolainé Jakus, E., Tünczer, T.:</i> Instability line in a regional cyclone	178
<i>Gyenes, L.:</i> Investigation of long range tran-sport of radioisotopes in the atmosphere	186
<i>Literature</i>	196
Contents of journal <i>Atmospheric Environment</i> Vol. 25A No. 3/4 (1991); Vol. 25A No. 5/6 (1991); Vol. 25A No. 7 (1991) and Vol. 25A No. 8 (1991)	198

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95 * NO. 4 * JULY - AUGUST 1991

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÁNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Megjelenik kéthavonként

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

Meteorological effects on regular fluctuations of the atmosphere angular momentum and changes in the length of the day

Eva Čechová and Nina Klimperová

*Institute of the Physics of the Atmosphere, Czechosl. Acad. Sci. Praguc, Boční II.,
141 31 Praha 4 – Sporilov, Czechoslovakia*

Studies of the angular momentum in the system atmosphere – solid Earth require high accuracy geodetic methods of measuring and a global analysis of meteorological data. Changes in the pressure field and the field of circulation, particularly in the intensity and location of jet-streams, induce fluctuations of the three components of the atmospheric angular momentum (AAM). Changes in the axial component of the AAM correlate well with changes in the length of the day (LOD). Fluctuations of the AAM equatorial components contribute to the change of the instantaneous position of the pole relative to the solid Earth (wobble). The transfer of the angular momentum is conditioned by friction and orography. Every day, the world meteorological centres (NMC Washington, ECMWF, JMA Tokyo) define the effective angular momentum functions (EAMF). Changes in the LOD with periods from 40 to 700 days can be almost exactly calculated from EAMF. By means of the harmonic analysis cycles with annual, semi-annual and shorter (120 days, 50 days) periods were detected in the axial component of EAMF and thus also in the LOD deviations.

*

Meteorológiai effektusok szerepe a légkör szögmomentumának szabályos fluktuációiban és a nap hosszának változásában. A Föld-légkör rendszer impulzusnyomaték-mérlegének vizsgálatában egyre növekvő szerepet játszanak a modern eszközökkel nyert nagy felbontású légköri és geodéziai adatok. A légkör tömegeloszlásának ingadozásai, az áramlási mező különösen a közepes szélességek futóáramlásai erősségének és elhelyezkedésének változásai a légkör impulzusnyomatéka mindhárom komponensének néhány napot is elérő karakterisztikus idő fluktuációját idézik elő. A légkör impulzusnyomatékának tengelyirányú komponense szoros korrelációban áll a nap hosszával. Az Egyenlítő síkjával párhuzamos komponensek változásai pedig a Föld pillanatnyi forgástengelyének a földkéreghez viszonyított ingadozásaival (Wobble) hozhatók összefüggésbe. A szilárd földkéreg és a légkör közötti impulzusnyomaték-átadást a súrlódás és a domborzati hatás biztosítja. Az impulzusnyomaték-függvények kiszámításához szükséges háromdimenziós szél- és nyomásmeszöket a U. S. NMC komplex rendszerével állítottuk elő. A nap hosszának a vizsgált időszak alatti változásai majdnem teljes mértékben visszavezethetők voltak a felszín és a légkör impulzusnyomaték cseréjére. A légköri hatással megmagyarázható a 40 és 700 nap közötti időtartamú fluktuációk legtöbbje. Harmonikus analízis segítségével éves, féléves és rövidebb periódusú változások voltak kimutathatók.

Introduction

It has been known for several decades that the atmosphere affects the Earth's rotation but intensive studies of the problem have begun only recently. The lack of appropriate meteorological data caused mainly this retardation.

In the recent years, analyses of meteorological quantities over the entire Earth's surface have become everyday routine and astronomical measurements of the Earth's rotation have improved. This progress has promoted the studies of interactions of the system atmosphere – solid Earth. It has been proved that changes in the atmospheric circulation and the pressure field are closely connected with variations in the magnitude and direction of the Earth's rotation vector.

Regular variations in the Earth's rotation were first detected after the invention of the clocks based on periodic physical phenomena. In the 1930's, seasonal (annual and semi-annual) variations of the Earth's rotation were established with the use of pendulum clocks (in July the day some 0,0025 seconds shorter than in January), a discovery confirmed by subsequent measurements with the use of quartz and atomic clocks. Deviations in the length of the day (LOD) are obtained by a comparison of the universal time defined by the Earth's rotation with the atomic time. Universal time is based on the rate of the Earth's rotation as determined astronomically from transits of stars and Doppler tracking of artificial satellites, Lunar Laser Ranging and Very Long Baseline Interferometry. International atomic time is defined by a set of atomic clocks, whose time scale is based on a certain resonance of the caesium atom. The differences between astronomical and atomic time are regularly

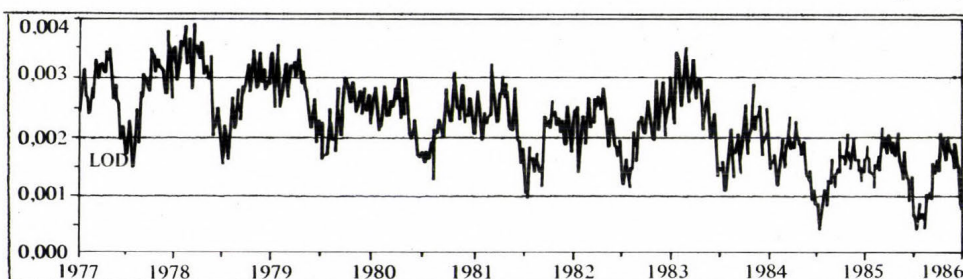


Fig. 1

The excess LOD over the nominal 86400 sec, calculated from the BIH
(Bureau International d'Heure)

published by the International Earth Rotation Service (IERS), see Fig. 1. The reference day is taken $\lambda_0 = 86400$ seconds, which corresponds to the mean rotation rate of the solid Earth $\Omega = 7,29211515 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$.

The LOD data exhibit changes of as many as several milliseconds and varies in the range of several days to several years. There is also a permanent growth in the LOD evident from the earliest observations, which amounts to about 1 to 2 milliseconds per century. In the vicinity of the geographic pole, the pole of the Earth's rotation circumscribes roughly an oval several metres large with a period of about 14 months.

Variations of the solid Earth's rotation can be also due to external effects, e. g. solar and lunar gravitational attraction responsible for the equatorial bulge, bodily tides, etc. Variations in the rotation caused by other celestial bodies can be generally calculated and eliminated from astronomical observations in advance. Thus of greater importance are internal effects, e. g. earthquakes and particularly exchange of the angular momentum of the solid Earth (hereafter by the solid Earth we will understand the mantle and the crust) with the fluid core under it, and with the ocean and the atmosphere over it.

But for external energy sources, such as e. g. solar radiation or tide forces of the Moon, Sun and planets, the solid parts of the Earth (crust, mantle and inner core) and its fluid parts (atmosphere, hydrosphere and fluid core) would rotate together as a rigid body with a constant mean rate. In dependence on the regularly varying supply of solar radiation falling on the heterogeneous Earth's surface, an intricate atmospheric circulation originates. The

density of the air drops with height and more than 95 % of the mass of the atmosphere is in the troposphere and the lower stratosphere. In average, this part of the atmosphere rotates faster than the solid Earth, which lies beneath. The whole Earth including its atmosphere can be regarded as a closed dynamical system. The angular momentum of the system must be conserved and can only be transferred from one part of the system to another. Exchange of the angular momentum between the atmosphere and the solid Earth is governed by friction and orography.

Meteorological effects on the variability of the solid Earth's rotation are studied by means of the total angular momentum of the atmosphere relative to the Earth's centre of mass. Its magnitude is about 10^{-6} of the angular momentum of the whole Earth. A fluctuation in the atmospheric angular momentum in a range of about 20 % would induce changes in the LOD of about 6×10^{-4} s. The atmosphere angular momentum varies in dependence on the mass distribution in the atmosphere and on the flow field, and especially on the intensity and position of the main jet-streams in middle and lower geographic latitudes.

1. Effective angular momentum functions

The interaction of the atmosphere and the solid Earth can be adequately studied with the help of so-called „effective angular momentum functions“, which are derived in *Burns et al.*, (1983) and denoted by EAMF. The variability of EAMF is caused by changes in the atmospheric circulation and in the distribution of surface pressure; we can therefore distinguish two categories of changes in EAMF: changes of the atmospheric rotation rate χ^W (wind term) and changes of the moment of inertia χ^P (pressure term). The centre of the co-ordinate system is in the Earth's centre of mass x intersects the equator on the Greenwich meridian, axis y on 90°E, axis z being identical with the Earth's axis (χ_1 and χ_2 are called equatorial and χ_3 axial component). According to *Salstein* (1985), individual components of EAMF are defined as follows

$$\chi_n = \chi_n^P + \chi_n^W \quad (n = 1, 2, 3),$$

where

$$\chi_1^P = \frac{-1,00 R^4}{(C-A)g} \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_{\phi=0}^{+2\pi} p_s \sin \phi \cos^2 \phi \cos \lambda \, d\lambda \, d\phi \quad (1)$$

$$\chi_1^W = \frac{-1,43 R^3}{\Omega(C-A)g} \int_0^p \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_0^{2\pi} (u \sin \phi \cos \phi \cos \lambda - v \cos \phi \sin \lambda) \, d\lambda \, d\phi \, dp \quad (2)$$

$$\chi_2^P = \frac{-1,00 R^4}{(C-A)g} \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_0^{2\pi} p_s \sin \phi \cos^2 \phi \sin \lambda \, d\lambda \, d\phi \quad (3)$$

$$\chi_2^W = \frac{-1,43 R^3}{\Omega(C-A)g} \int_0^p \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_0^{2\pi} (u \sin \phi \cos \phi \sin \lambda + v \cos \phi \cos \lambda) \, d\lambda \, d\phi \, dp \quad (4)$$

$$\chi_3^p = \frac{-0,70 R^4}{Cg} \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_0^{2\pi} p_s \cos^3 \phi d\lambda d\phi \quad (5)$$

$$\chi_3^w = \frac{-R^3}{C\Omega g} \int_0^{p_s} \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \int_0^{2\pi} u \cos^2 \phi d\lambda d\phi dp \quad (6)$$

where

ϕ is the geographical latitude, λ is the geographical longitude, p is atmospheric pressure,

p_s is surface pressure (not reduced to the sea level),

$R = 6,378 \cdot 10^6$ m is the mean radius of the Earth,

$\Omega = 7,292 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ is the rate of the Earth's rotation and

$g = 9,81 m s^{-2}$ is the acceleration due to gravity.

The numerical constants before the integrals are derived from Love numbers which describe the effect of the Earth deformation. A , C are the principal moments of inertia for the Earth shell (A is the equatorial and C the polar moment of inertia,

$$C = 7,04 \cdot 10^{37} \text{ kg m}^2 \quad (C - A) = 0,00333 C,$$

u is the zonal component of wind and

v is the meridional component of wind.

Components u and v are defined by geostrophic approximation. Functions χ_n are dimensionless.

In calculating pressure contribution χ_n^p , we sometimes use the so-called „inverted barometer hypothesis“, usually denoted *IB*, which consists of the presumption that the ocean responds to changes in atmospheric pressure in such a way to force water away from high atmospheric pressure regions and toward low pressure regions. The ocean surface is supposed to be depressed (or raised) locally by a local increase (or decrease) in atmospheric pressure. In this way, the ocean acts as an inverted barometer since its height is inversely related to the pressure. Under this assumption then, there are no horizontal pressure gradients within the hydrosphere.

Instantaneous values of χ_n can be calculated from the available meteorological data commonly used for weather forecasts. In principle, we only need the atmospheric pressure. The χ_n values are determined in the grid points of a regular network. As a rule, spherical grids with $5^\circ \times 5^\circ$ or $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ longitudinal and latitudinal resolution are applied. Zonal and meridional wind components are defined by means of geostrophic approximation in grid points on individual standard isobaric levels. The wind terms are integrated from the 1000 hPa level to the 50 hPa level, i. e. approximately to 20 km. The calculation of χ_n is performed separately for the Northern Hemisphere and the Southern Hemisphere.

At the present time, the χ_n values are determined every day or twice a day in four meteorological centres: NMC (United States National Meteorological Center, Washington), JMA (Japanese Meteorological Agency, Tokyo), U. K. Meteorological Office, Bracknell and ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast, Reading). In these centres the calculation of effective angular momentum functions has become part of the everyday meteorological practice and the results are archived for subsequent research. From ECMWF the results are handed over e. g. to IERS (International Earth Rotation Service) where the changes in LOD are preliminarily evaluated from the axial component χ_3 since meteorological data are available sooner to astrometric data.

Figure 2 represents individual components of the global mean χ_n value calculated in NMC (National Meteorological Center), and Fig. 3 contains the same but in the calculation

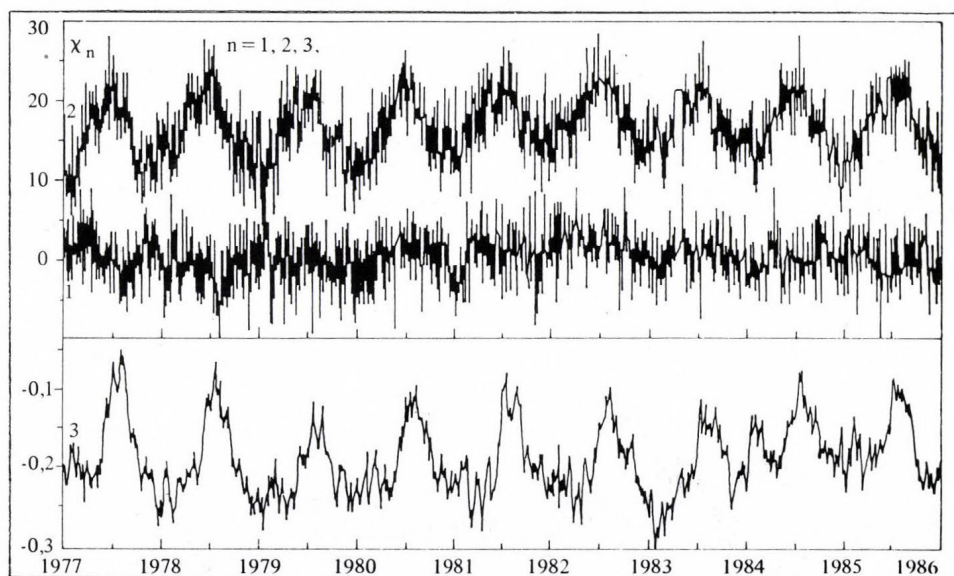


Fig 2 Wind plus pressure terms of atmospheric effective angular momentum functions as calculated at NMC (United States National Meteorological Center, Washington)

the method of inverted barometer was applied. In Figs. 2 and 3 one can observe a prominent change in the equatorial components while the axial component remains almost unchanged.

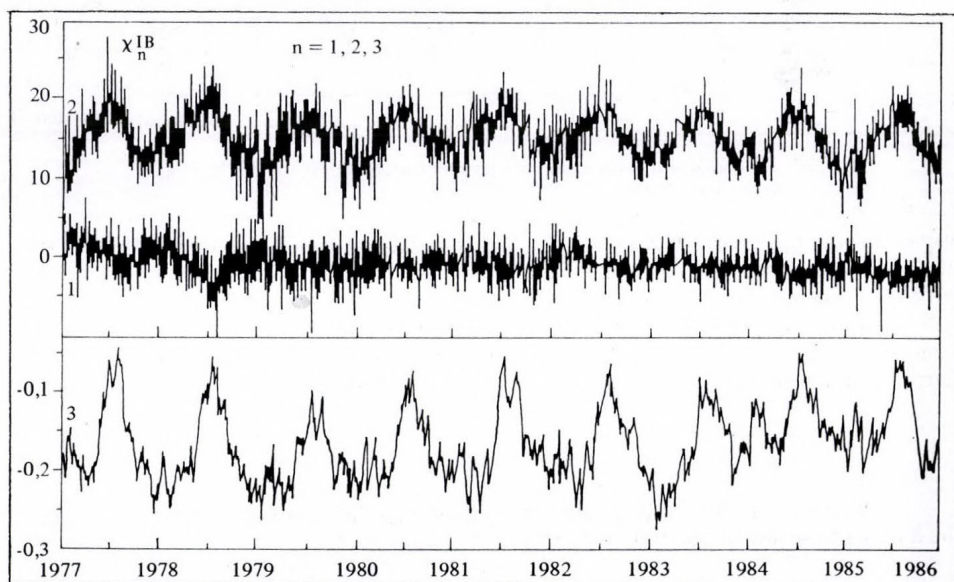


Fig. 3 Wind plus pressure terms with the inverted barometer correction of atmospheric effective angular

It is due to the fact that the method of inverted barometer is used only in the calculation the pressure term, which is of equal importance in equatorial components as the wind term. The pressure term slightly modifies the axial component χ_3 , however, its importance is not decisive (see Fig. 6 and 7). The equatorial components of EAMF, χ_1 and χ_2 exhibit a distinct cycle with annual period, (which was detected in the wobble long ago). *Salstein (1987) investigated regional contributions to the EAMF (EAMF are integrated all over the globe). The equatorial χ_1 and χ_2 values have been computed separately for equal-area sectors. It was found, that their magnitude greatly differs in individual regions on the Earth surface. Generally, of greatest importance for the equatorial components are latitudes of the Southern Hemisphere and the Northern Hemisphere contributes particularly with the Aleutian low and Siberian anticyclone dominating.*

2. Axial component of EAMF

In the following we will only deal with the axial component χ_3 which correlates well with changes in the length of the day (see Fig. 4). We can suppose systematic errors to

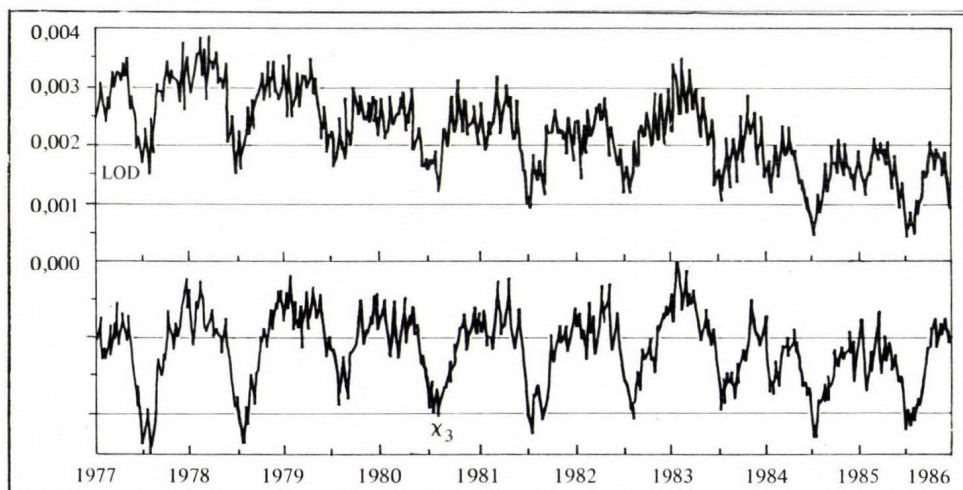


Fig. 4 Comparison of the LOD changes with corresponding time series of χ_3

appear in both time series, but it is very unlikely that astronomical and meteorological data have common errors. Data are obtained on the basis of completely different measurements which are processed further quite independently.

The connection between changes in the LOD and the angular momentum of the atmosphere can be represented in a simple way. If we suppose that variations in the solid Earth's rotation are only caused by the atmosphere, it applies

$$\Delta\Omega = \frac{\Delta\chi_3}{c}$$

Variations of the mean angular velocity of the solid Earth are related to changes in the length of the day by the following relation

$$\frac{\Delta \text{LOD}}{\lambda_0} = \frac{\Delta\Omega}{\Omega}$$

By the combination of the last two equations and substitution of numerical values we get

$$\Delta \text{LOD} = 1,68 \times 10^{-29} \Delta x_3.$$

In Fig. 4, the annual cycle of the axial component x_3 is the most conspicuous. In Fig. 5, we can see a reverse annual cycles of x^N_3 and x^S_3 with an amplitude greater in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. It is due to smaller differences

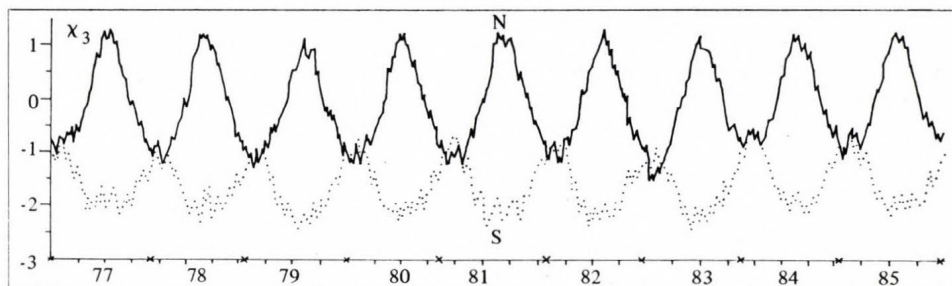


Fig. 5 Axial component x_3 on the Northern (N) and the Southern (S) hemisphere

between winter and summer values in the Southern Hemisphere. (But the mean absolute value of $|x^S_3|$ is greater than $|x^N_3|$, which corresponds to meteorological experience; in the southern hemisphere the zonal circulation is stronger.) The dominance of the Northern Hemisphere results in prominent annual cycle of the angular momentum of the atmosphere and also of the wobble and LOD.

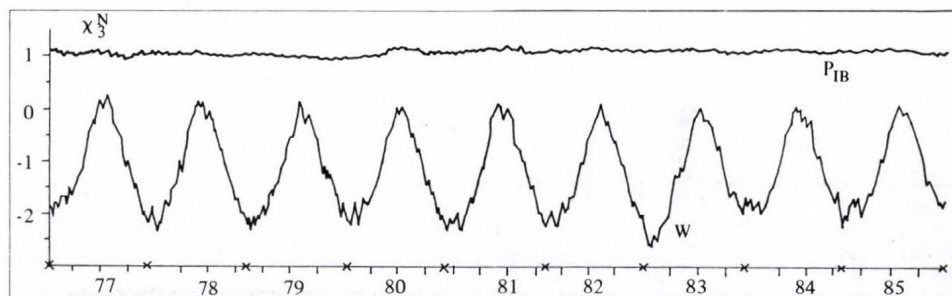


Fig. 6 Pressure and wind terms of the axial component of EAMF on the Northern Hemisphere

In Figs. 6 and 7 we can see that the main carrier of changes in the axial component is the wind term x^W_3 even though the annual cycle is evident from the time series of the pressure term x^P_3 as well.

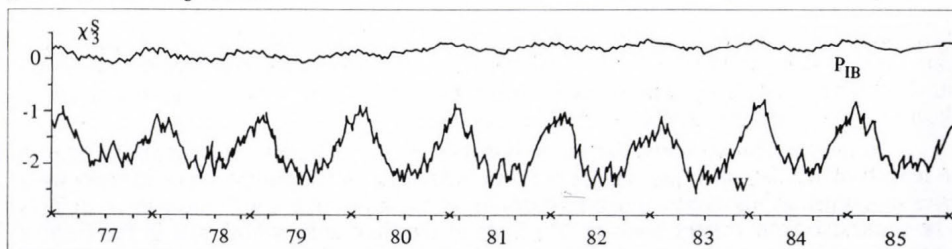


Fig. 7 Pressure and wind terms of the axial component of EAMF on the Southern Hemisphere

The axial component reflects the peculiarities of the general atmospheric circulation, particularly those that occur in low geographic latitudes, e. g. ENSO (El Nino – Southern Oscillation), a complex of phenomena in the ocean and the atmosphere which affect each other causing an extensive redistribution of air masses above the equatorial Pacific, which usually terminates circulations even in geographic latitudes outside the tropics. The largest deviation of LOD recorded so far occurred in January and February 1983 and was connected with an extraordinarily intensive pattern of ENSO, which was the strongest in our century inducing unusual configurations of the pressure field above the tropical Pacific and a number of deviations from common climatic conditions (Quiroz, 1983). Among them of greatest importance for changes in χ_3 was the intensification of the subtropical jet-stream in all geographic latitudes of the Northern Hemisphere and its displacement to the south of the normal (see Eq. 6).

The role of the ocean is certainly not negligible since it covers 70 % of the Earth's surface and plays an important role in the transfer of the angular momentum between the atmosphere and the solid Earth (Lambeck, 1980). In the sea currents of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans, annual as well as semi-annual cycles are present. The Antarctic circum-polar current which flows round the Earth at about 60°S the mightiest sea current recorded has pronounced semi-annual cycle (Van Loon, 1971). The connection between the atmospheric circulation in the boundary layer and the prevailing sea currents is generally known.

The daily issued χ_3 values include only little of the circulation in the stratosphere. As a rule, 100 hPa or 50 hPa is the upper integration limit in Eq. 6. Rosen and Salstein (1985) tried to supplement the exial component of EAMF with zonal winds between 100 hPa and 1 hPa levels. These winds were derived using geostrophic relationship from geopotential height fields determined by Tiros N satellite measurements.

The inclusion of stratospheric data in χ_3 represents a remarkable improvement (see Fig. 8). Neglecting the atmosphere above 1 hPa is probably of little importance. The

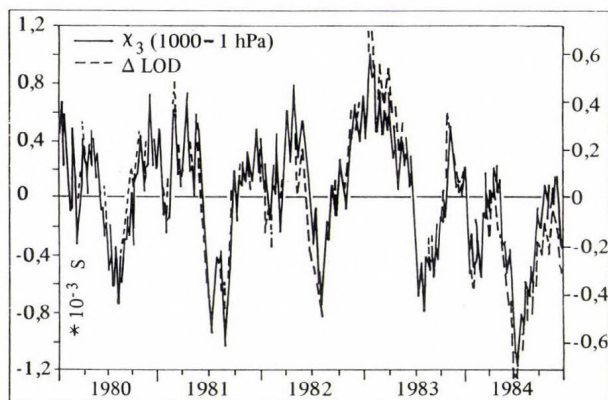


Fig. 8
Time series of the daily values of χ_3 (full line) based on both tropospheric and stratospheric data and the observed changes of LOD for the period 1980–1981 (dashed line). (See [7])

stratosphere has a great share in the annual as well as semi-annual cycles of χ_3 . If the stratospheric momentum is included in χ_3 , the atmospheric circulation determines seasonal and shorter nontidal changes in the LOD with sufficient accuracy and it is not necessary to take any other geophysical effects into consideration.

It is generally accepted that the atmosphere is responsible for almost all changes in the length of the day with periods from 30 to 700 days. In the future, a sufficiently long series of regularly observed angular momentum of the atmosphere will allow these effects to be separated from others, such as the effect of the fluid core, whose role in the Earth's rotation is still very little known. It is presumed that the fluid core causes longer-term changes in the LOD (some tens of years and more), the so-called „decade variations”, for

which an explanation is still sought in vain. Some authors describe them as caused by long-term changes of the geomagnetic field (Lambeck, 1980).

3. Regular variations in the axial component of EAMF

Using the harmonic analysis, we studied the time variations of the axial component of EAMF. We applied the data obtained in the NMC (U. S. National Meteorological Center). The missing data were replaced by linear interpolation. We investigated separately χ_3 , χ^P_3 and χ^{P-IB}_3 of the Northern and the Southern Hemispheres and also of the entire globe. We had a nine-year time series (1977–1985) at our disposal and divided it into 7 three-year time series (1977–1979, 1978–1980, . . .). We processed each of the series by means of harmonics analysis. We study separately time series of χ^P_3 , χ^{P-IB}_3 , χ^W_3 and $\chi^P_3 + \chi^W_3$ in both the Northern and Southern Hemispheres. We constructed the amplitude spectra. We were interested namely in annual, semiannual, 120-day and „50-day” signals.

In each amplitude spectrum the amplitude of the *annual cycle* is the most conspicuous occurring everywhere without any exception.

As the *semi-annual cycle* is concerned: in the pressure term χ^P_3 the occurrence of the semi-annual signal is not so obvious. In the Northern Hemisphere the semi-annual cycle is manifested only at the beginning of the study period, from the year 1982 it vanishes, and under the use of the inverted barometer hypothesis it does not occur at all. In the Southern Hemisphere it does occur throughout the whole time interval studied, but its amplitude decreases.

Another interesting periodicity is the *hundred and twenty-day cycle*, whose amplitude is outstanding in the wind term χ^W_3 in the Northern as well as the Southern Hemisphere, especially at the beginning of the period under study. In the spectra of the pressure terms χ^P_3 it occurs quite exceptionally.

The signal usually referred as the „*fifty-day*” signal – see e. g. Barnes et al., (1983) and Langley et al., (1981) – is very conspicuous in the wind terms on the Northern and the Southern hemisphere in the entire study period while in the pressure term χ^P_3 it is quite indefinite if it occurs at all.

As regards the amplitude spectra of χ^N_3 and χ^S_3 i. e. the relative contributions of the Northern and Southern Hemisphere in the axial component of EAMF, the most striking are the annual and semi-annual cycles, whose amplitudes are several orders of magnitude larger than the amplitudes of the other harmonics. The one hundred and twenty-day cycle appears systematically from the year 1982, at the end of the period it vanishes.

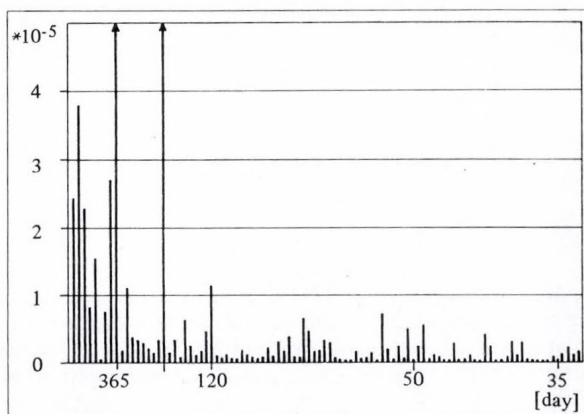


Fig. 9 Power spectrum of χ^N_3

Throughout the period under study, the axial component of EAMF $\chi_3 = \chi^N_3 + \chi^S_3$ has distinctly expressed both annual and semi-annual cycles. The one hundred and twenty-day cycle is again very pronounced with the exception of the last two years of the study period when it vanishes. The „fifty-day” cycle occurs during the whole interval 1977–1985. It has to be borne in mind that unlike the annual, semi-annual and three-month cycles, which are simple periodicities exactly corresponding to the respective number of days, the „fifty-day” cycle is a phenomenon with a relatively broad band of frequencies from 30 to 60 days.

Figures 9, 10 and 11 present the amplitude spectra of the EAMF component χ_3 for the whole nine-year series (from 1977 until 1985). For the northern hemispheric χ^N_3 Fig. 9.

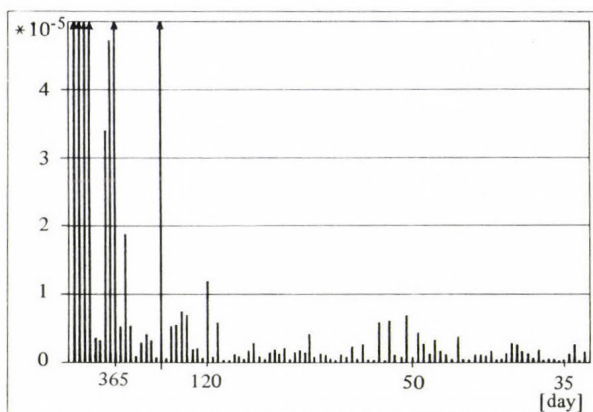


Fig. 10 Power spectrum of χ^S_3

for the Southern Hemispheric χ^S_3 Fig. 10, while for the global value χ_3 11 gives the amplitude spectrum.

All these signals can also be observed in the spectra of LOD deviations. Annual and semi-annual cycles have been known for a long time. Of greatest interest is the „fifty-day” cycle detected in changes of the LOD by *Gambis and Feissel* (1980). At that time the works

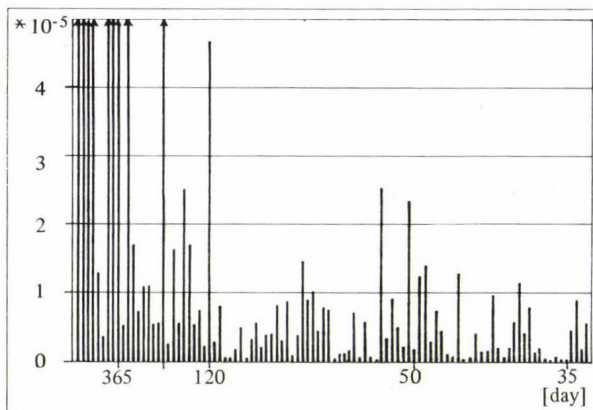


Fig. 11 Power spectrum of χ_3

by *Madden and Julian* (1971) were already known, who discovered the „fifty-day” period in the zonal circulation of the equatorial belt. Since then, the occurrence of quasi-periodic changes varying within the range of 30–70 days has been recorded in numerous atmospheric parameters in low geographic latitudes. Apart from the already mentioned zonal circulation at the Equator, the „fifty-day” cycle has been established in pressure and temperature, in

at the Equator, the „fifty-day” cycle has been established in pressure and temperature, in cloud amount and convective activity, in long-wave radiation, in the monsoon parameters, and in other meteorological quantities – see Čechová et al., 1988. These „fifty-day” signal exists in subtropical regions and most of them correlate well with analogous oscillations above the Equator, in middle latitudes they appear only rarely. The effect of these oscillations, sometimes referred to as intra-seasonal, on the predictions the higher latitudes outside the tropics has been investigated with the aid of mathematical model in ECMWF and elsewhere.

The next problem to be solved in the research of the Earth's rotation is the prediction of the pole position and LOD, a long-range prediction, in particular. As far as short-term variations in the Earth's rotation are concerned, as early as in 1985 the IUGG and IAG proposed the application of meteorological global numerical models to predict variations in the Earth's rotation. In the NMC Washington, the prediction of EAMF has become operational in June 1986. The British Meteorological Office (Bracknell) has been publishing predictions EAMF since December 1986 and ECMWF (Reading) since April 1987. Meteorological centres transmit to the IERS the values of EAMF calculated from the predicted pressure fields, these predictions are maximum medium-range for 6 to 10 days.

4. Conclusion

Changes in the atmospheric circulation cause vacillations in LOD through the exchange of angular momentum with the surface of the solid Earth. Fluctuations in LOD (on the smaller than two years time scale) can be determined by regularly measured meteorological data. In this paper we examined the axial component of EAMF and explained the data by means of harmonic analysis techniques. Most spectral features at periods of a year or less are common in the by meteorological an LOD data. In the time interval under study we examined the changes of annual, semiannual, the hundred and twenty-day and fifty-day signals in the time series of the meteorological parameters. For the time being, a long-range prediction of the LOD is the object of research. The study of the fluctuations in the angular momentum of the atmosphere and especially of their periodicities can constitute an important basis of the elaboration of methods to predict the parameters of the Earth's rotation.

REFERENCES

- | | |
|--|--|
| <p>Barnes, R. T., Hide, H. R., White, A. A. and Wilson, C. A., 1983: Atmospheric Angular Momentum Fluctuation, Length-of-Day Changes and Polar Motions, <i>Proc. R. Soc., London</i>, Vol. A 387, 31–73.</p> <p>Čechová, E., Klimperová, N., 1988: 50 day vacillation of meteorological parameters and the Wolf number. <i>Proc. Vztahy Slunce, Zeme III</i>, Praha, 194–199 (in Czech)</p> <p>Feissel, M., Gambis, D., 1980: La mise en évidence de variations rapides de la durée du jour. <i>Comptes Rendus Acad. Sci.</i>, B 291, 271.</p> | <p>Lambeck, K., 1980: <i>The Earth's Variable Rotation</i>. Cambridge University Press</p> <p>Langley, R. B., King, R. W., Shapiro, I. I., Rosen, R. D. and Salstein, D. A., 1981: Atmospheric angular momentum and the length of day: a common fluctuation with a period near 50 days. <i>Nature</i> 294, 730–732.</p> <p>Madden, R. A. and Julian, P. R., 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. <i>J. Atmos. Sci.</i> 28, 702–708.</p> |
|--|--|

- Quiroz, R. S., 1983: The Climate of the „El Nino” Winter of 1982–1983. A Season of Extraordinary Climatic Anomalies. *MWR* 111, 1685–1706.
- Rosen, R. D. and Salstein, D. A., 1985: Contribution of stratospheric winds to annual and semiannual fluctuations in atmospheric angular momentum and the length of day. *J. Geophys. Res.* 90, 8033–8041.
- Salstein, D. A., 1985: Operational production of effective angular momentum functions for Earth rotation and polar motion. IAG SSG 5,98 *Bulletin* No. 2.
- Salstein, D. A., 1987: Calculation and Analysis of Global and Regional Atmospheric Angular-Momentum Function Related to Earth Rotation and Polar Motion. *Proc. Int. Symp. Figure and Dynamics of the Earth, Moon and Planets*, Prague 1986 (ed.: P. Holota). ASÚ CSAV a VÚGTK, Praha, 977–990.
- Van Loon, H., 1971: Half-yearly variation of the circumpolar drift in the Southern Hemisphere. *Tellus* 23, 511–515.

Modelling effect of various plant stand albedos on surface processes

M. Unkašević

*Hydrometeorological Institute of Socialist Republic of Serbia Gandijeva 117,
11070 – Beograd, Yugoslavia*

A precise calculation of canopy albedo is not practical because of the complex geometry of leaf and stem orientation and insufficient information as to the optical properties of the leaves and stems of most plants as functions of scattering angles and leaf and stem orientations.

So the purpose of this work is to study the effect of variable surface albedo on the ground surface temperature. The plant stand albedo was calculated using the Schwarzschild approximation (Ross, 1976, 1981), while the surface temperature was predicted using the „force-restore” method (Bhumralkar, 1975; Blackadar, 1976; Deardorff, 1977). For calculations, the sensible heat and specific humidity fluxes of bare ground and variable plant stands the one-dimensional model, (Yamada, 1976; Rakovec, 1978, 1981; Zhang and Anthes, 1982) has been used.

*

A növényállomány albedó felszíni folyamatokra gyakorolt hatásának modellezése. A növényzet albedójának pontos kiszámítása nem lehetséges a levél és a szár bonyolult geometriája valamint azok optikai sajátosságainak a visszaverődési szögek és az orientáció függvényében való hiányos ismerete miatt.

Ezért a dolgozat célja a változó felszín albedó talajfelszín hőmérsékletére gyakorolt hatásának vizsgálata. A növényalbedót Schwarzschild közelítésének (Ross, 1976, 1981) a felhasználásával számítottuk ki, míg a felszíni hőmérsékletet a „kényszer-előállítás” módszer (Bhumralkar, 1975; Blackadar, 1976; Deardorff, 1977) alapján becsültük meg. A csupasz talaj és a különböző növényállományok szenzibilis hő és specifikus nedvesség fluxusának kiszámítására egydimenziós modellt (Yamada, 1976; Rakovec, 1978; Zhang és Anthes, 1982) alkalmaztunk.

1. Introduction

There is a permanent growing interest in the incorporation of physical surface processes, and in particular vegetation processes, (Matthews, 1983) in atmospheric general circulation models and climatic models. Perhaps the most important fact to emphasize in present context is that 63 % of the energy input into the atmosphere originates from the underlying surface (Verstraete and Dickinson, 1986).

Surface albedo, the parameter that controls the absorption of solar radiation at the lower boundary of the atmosphere, is highly variable both in space and time (it depends on the features of the surface, the radiation wavelength and the incidence angle to the surface).

The importance of the vegetation cover results from the fact that the actual size of the vegetation area in contact with the atmosphere is appreciable, since the area of leaf material is much larger than that of the ground surface itself (leaf area index, the ratio of the total area of one side of all leaves per unit area of the ground, often denoted as L).

When considering the albedo change due to surface change, it is important to notice that it is not just the amount of vegetative cover that determines albedo, but the surface texture and structure are also quite significant. For example, it is commonly believed that deforestation increases surface albedo. This is usually true in the case of complete tree removal, but selective cutting of trees would most likely increase the light trapping capability of a canopy thus reducing its albedo. Further observational studies of surface albedo would be especially helpful if carried out with a theoretical framework in mind and if directed to the question of surface albedo changes due to land use change.

It is important to account for effects on albedo of overlying vegetative canopies and of variations in the snow depth when calculating snow albedos in a climate model (Briegleb et al., 1986). Decrease of snow albedos due to crystal growth and accumulation of impurities appears to be quite important, but there is yet little observational basis for incorporating these effects into climate models.

The majority of meso- and micro-scale models contain the ground surface temperature, i. e., the surface temperature of the solid soil beneath the plant stand as a prognostic variable. One of the parameters that influences the ground surface temperature value is the surface albedo.

The basis objective of this study is a more complete description of the plant canopies and of the influence of the variable surface albedo on ground surface temperature and other surface processes.

2. Model for the numerical calculation of mean motion in the atmosphere

A smaller albedo implies a larger fraction of incoming radiation which can be absorbed by the ground and an increase in the heat-driven turbulence. The resulting high ground temperature and strong turbulent transfer promoted stronger surface evaporation, which acted to reduce the amount of the temperature increase.

The original numerical model (Rakovec, 1978, 1981; Zhang and Anthes, 1982) was used for numerical calculation of mean motion in the atmosphere since it gives the soil temperature as a dependent variable (it depends on the heat flux, heat conductivity and heat volumetric capacity of the soil):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f(\bar{v} - v_g) = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{u'w'}), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f(\bar{u} - u_g) = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{v'w'}), \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'\Theta'}), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'q'}), \quad (4)$$

In order to calculate the momentum flux an sensible heat an specific humidity fluxes, Yamada and Mellor's (1975) turbulent closure method was used in this model with the so-called „second degree closure”.

The lower boundary conditions, when $z \rightarrow z_1$ was given by

$$(\bar{u}_2 - \bar{u}_1, \bar{v}_2 - \bar{v}_1) = -\frac{u_*}{k} \ln \frac{z_2}{z_1} (\cos \alpha, \sin \alpha), \quad (5)$$

$$(\bar{\Theta}_2 - \bar{\Theta}_1) = \Theta_* P_r \ln \frac{z_2}{z_1} \quad (6)$$

$$(\bar{q}_2 - \bar{q}_1) = q_* P_r \ln \frac{z_2}{z_1} \quad (7)$$

where indices „1” and „2” concern calculating levels in the atmosphere ($u_1 = v_1 = 0$), and α is the angle between geostrophical wind and surface wind. The friction velocity u_* , potential temperature Θ_* and specific humidity scales q_* in the atmosphere defined in eqs. (5), (6), (7) were needed for calculating the momentum flux and sensible heat and specific humidity fluxes on the first level used:

$$(-\bar{u}'w', -\bar{v}'w')_{z=z_1} = u_* (\cos \alpha, \sin \alpha), \quad (8)$$

$$(-\bar{w}'\bar{\Theta}')_{z=z_1} = ku_* \Theta_* = H_{z=z_1} \quad (9)$$

$$(\bar{w}'\bar{q}')_{z=z_1} = ku_* q_* \quad (10)$$

The upper boundary conditions, when $z \rightarrow \infty$ were given by

$$(\bar{u}, \bar{v}) = (u_g, v_g), \quad (11)$$

$$(\bar{u}'w', \bar{v}'w', \bar{w}'\bar{\Theta}', \bar{w}'\bar{q}') = 0. \quad (12)$$

The substitution of momentum flux, sensible heat and specific humidity fluxes (Yamada, 1976) into equations (1-4) gives the following system of equations:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f(\bar{v} - v_g) = \frac{\partial}{\partial z} \left(l Q \tilde{S}_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right), \quad (13)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f(\bar{u} - u_g) = \frac{\partial}{\partial z} \left(l Q \tilde{S}_M \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right), \quad (14)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(l Q \tilde{S}_M \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \right), \quad (15)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(l Q \tilde{S}_H \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right). \quad (16)$$

Formulations of Blackadar (1976) were used here for the length parameter l and the turbulent field scale l_0 to define l .

Values given by Yamada and Mellor (1975) as well as by Yamada (1976) obtained from turbulence data in the neutral state ($R_i = 0$) were used for the stability functions $S_M = f_M(R_i)$ and $S_H = f_H(R_i)$ as well as for the square root of turbulent kinetic energy Q .

For the calculation of system of equations (13–16) it was necessary to determine the distance z where the calculating levels are defined. For that purpose, it was taken that z increases exponentially to some operational level and then increases linearly to the altitude of 3500 m. In this work twenty operational levels were taken, including the levels on which the upper and lower boundary conditions were defined. A „leap frog” scheme was chosen for time derivatives because of its simplicity. However, for space derivatives, a scheme with noncentral differences in space (Mesinger, 1976) was used. Therefore, for example, equation (16) can be written:

$$-A(M) \bar{q}(M+1)^{n+1} + B(M) \bar{q}(M)^{n+1} - C(M) \bar{q}(M-1) = O \bar{q}(M)^n, \quad (17)$$

where coefficients $A(M)$ and $C(M)$ depend on the coefficients for moisture diffusion in the atmosphere ($IQ\tilde{S}_H$) at levels $M = 1$ ($M = 2, \dots, 19$), and $M + 1$, while coefficients $B(M)$ also depend on the time steps Δt . The term $Oq(M)^n$ that has the dimensions of advection, cannot be placed on the left-hand side of equation (17) but is calculated in an explicit way. Using a method given in a book by Richtmayer and Morton (1976), equation solution is:

$$\bar{q}(M)^{n+1} = VH(M) \bar{q}(M+1)^{n+1} + VHP(M), \quad (18)$$

with coefficients $VH(M)$ and $VHP(M)$.

By determining the appropriate initial values for $VH(M)$ and $VHP(M)$ that will satisfy the lower boundary condition for the specific humidity in the atmosphere, all necessary values can be calculated for coefficients $VH(M)$ and $VHP(M)$ for the first time step.

By means of these values in equation (18) the specific humidity at level $M = 19$ can be calculated, using the value of the specific humidity at level $M = 20$, which is given by some upper boundary condition. The same procedure was repeated when calculating the specific humidity at all other levels in subsequent time steps.

3. Surface and canopy model

In this study we have evaluated the factors which are important for determining the albedos and energy balance of a land surface. The concepts of albedo and energy balance are essential to the inclusion of land surface processes in climate models.

The determination of ground surface temperature in a climate model is usually accomplished by solution of a surface energy balance equation. A complex component, however, is the soil heat flux, which apparently requires the time-dependent solution for soil temperature.

3.1 Bare soil surface

For predicting ground surface temperature in an efficient time-dependent equation („force-restore” method) is used (Bhumralkar, 1975; Blackadar, 1976; Deardorff, 1977). This method involves the temperature within a thin 0,01 m slab of soil just below the surface.

The starting equation of the „force-restore” method is in the form of:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{1}{C_g d} [\gamma_G(O, t) - \gamma_G(d, t)], \quad (19)$$

where d is the depth in the ground for which temperature is predicted ($d = 0,01$ m) C_g the volumetric heat capacity of the ground, and γ_G depth d during the time t , equal to:

$$\gamma_G(O, t) = \gamma_s + \gamma_R + \gamma_H + \gamma_{LE}, \quad (20)$$

$$\gamma_G(d, t) = \left(\frac{\omega C_g \lambda_g}{2} \right)^{1/2} \left[\frac{1}{\omega} \frac{\partial T_g}{\partial t}(d, t) + T_g(d, t) - \bar{T}_g \right], \quad (21)$$

where ω is the frequency of oscillation, λ_g thermal conductivity, and T_g the average temperature of the layer of depth d .

The fluxes of shortwave solar radiation, long-wave ground and atmospheric radiation, sensible and latent heat, which will be defined later, are denoted by γ_s , γ_R , γ_H and γ_{LE} , respectively.

By using equations (19)–(21), for the equation of heat diffusion into the soil and for the implicit schemes for the prognostic equation of ground temperature we get the following (Bhumralkar, 1975):

$$T_g^{t+\Delta t} = T_g^t + \frac{\gamma_G(O, t) - (\omega \lambda_g C_g / 2)^{1/2} (T_g^t - \bar{T}_g)}{C_1 / \Delta t + (\omega \lambda_g C_g / 2) - \partial \gamma_G(O, t) / \partial T_g} \quad (22)$$

where $C_1 = C_g d + (\lambda_g C_g / 2\omega)^{1/2}$.

It may be noted that all terms on right – hand side of Eq. (20), except γ_s , are functions of T_g . Thus, according to next Eqs. (25) – (27) we obtain

$$\frac{\partial \gamma_G(O, t)}{\partial T_g} = 1,2 \varepsilon_g \sigma T_g^3 + C_2 \left(1 + \frac{L_v}{C_p} \frac{C_{DEO}}{C_{DHO}} \frac{dq_g}{dT_a} \right), \text{ where } C_2 = \rho_0 C_p C_{DHO} |\vec{V}|.$$

The ground volumetric heat capacity C_g , as well as its thermal conductivity λ_g , depend largely on the soil water content in the surface layer W_g , so that for the bulk moisture content of 0,30, volumetric heat capacity and thermal conductivity for clay soil (De Vries, 1963) are:

$$C_g = 2,88 \cdot 10^6 J m^{-3} K^{-1},$$

$$\lambda_g = 1,01 W m^{-1} K^{-1}.$$

When there is a snow cover, these features for average old snow (Robock, 1980) are:

$$C_g = 1,60 \cdot 10^6 J m^{-3} K^{-1},$$

$$\lambda_g = 0,45 W m^{-1} K^{-1}.$$

To realize the equation (22) it is necessary to determine, as accurately as possible, the surface heat flux $\gamma_G(O, t)$.

The direct and diffuse solar radiation flux on the bare soil surface was calculated according to Paltridge and Platt (1976)

$$\gamma_S = \gamma_S + \gamma_D \quad \text{i. e.}$$

$$\gamma_S = (1 - A_p) \gamma_o q_a^m (1 - c) q_s^m (\vec{n} \cdot \vec{r}_o) + \frac{1}{2} (1 - q_s^m) \cos \Theta^{4/3} [1 - c - cr(\Theta_o)] \quad (23)$$

where A_p is albedo of bare soil surface, γ_o the solar constant equal to 1376 Wm^{-2} , c stands for cloudiness, while for diffuse radiation of altostratus clouds the empirical *Tverskaya* formula (Rakovec, 1978) in the form of:

$$r(\Theta_o) = 1,48 + 1,9 \cos \Theta_o \text{ was taken.}$$

The scalar product of $\vec{n} \cdot \vec{r}_o$ determining the direct solar radiation flux per area unit whose vertical is $\vec{n}$, was calculated in a local spherical coordinate system. q_a^m q_s^m are transmission coefficients of the atmosphere for absorption and diffusion calculated as:

$$q_a^T - q_s^m = 0,90 \cos \Theta_o^{-1}, \text{ where}$$

$$\cos \Theta_o = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \Omega, \quad (24)$$

where φ is the latitude and δ the sun's declination.

The net downward flux of the longwave radiation of ground and atmosphere, (Paltridge and Platt, 1976) is equal to:

$$\gamma_R = 0,3 \varepsilon_g \sigma (T_g^4 - \varepsilon_c c T_c^4), \quad (25)$$

where ε_g and ε_c represent ground and cloud emissivity, σ is the Stefan-Boltzman constant equal to $5,7 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$, T_c is the cloud temperature, while the constant (0,3) includes the atmospheric long-wave downwards radiation.

The outward fluxes of sensible heat and water vapor from bare surfaces are usually obtained from the aerodynamic transfer formulas (Dickinson, 1983):

$$\gamma_H = \rho_o C_p C_{DHO} |\vec{V}| (T_g - T_1), \quad (26)$$

$$\gamma_{LE} = \rho_o L_v C_{DEO} |\vec{V}| (q_g - q_1), \quad (27)$$

where ρ_o is the surface air density; C_p is the specific air heat; C_{DHO} and C_{DEO} are aerodynamic transfer coefficients for heat and moisture, respectively; $|\vec{V}|$ is the wind velocity at the first level above the canopy; T_g and q_g are the temperature and specific humidity immediately adjacent to the surface, while T_1 and q_1 refer to the temperature and specific humidity at first reference level above the canopy determined from an atmospheric boundary layer parameterization (Rakovec, 1978; 1981 Zhang and Anthes, 1982); L_v is the coefficient for latent heat of evaporation (or sublimation if the surface water is in the form of snow).

The coefficients C_{DHO} and C_{DEO} may be nearly equal and they generally depend on surface roughness, temperature lapse rate and wind shear (e.g., as combined into a Richardson number) as well as on the chosen reference level.

In this case the bare surface is assumed to be moist. The concentration of water vapor adjacent to a wet surface is a known function of its temperature (equal to that of the surface), i. e.,

$$q_g = q_{g \text{ sat}}(T_g), \quad (28)$$

where $q_{g\text{ sat}}$ is the saturated specific humidity. The overlying air is also assumed to be saturated, hence

$$q_1 = q_{\text{sat}}(T_1) \text{ and } L_v(q_g - q_1) \approx BCp(T_g - T_1)$$

where B is Bowen's ratio given by *Priestley and Taylor*, (1972) as

$$B = \frac{1}{\alpha' \partial q_{\text{sat}} / \partial T_a} - 1. \quad (29)$$

where the value α' characterizes the surface evaporation which is equal to $\alpha_w W_g / W_{\text{sat}}$ ($\alpha_w = 1.26$) and W_{sat} is the ground moisture saturated with water.

In order to change the specific humidity of saturated air q_{sat} with the air temperature, the empirical expression (*Priestley and Taylor*, 1972) was used in the form of

$$\frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T_a} = 2.67 + 0.011 T_g.$$

3.2. Inclusion of vegetation layer

The influence of the variable plant stand albedo on the ground surface temperature is simulated by using the Schwarzschild approximation (*Ross*, 1981), while the ground surface temperature is predicted by the „force-restore” method.

The heat storage of plant canopies is usually considered negligible, implying a balance between radiative, sensitive and latent heat fluxes, expressed by Eq (20). In this equation, shortwave solar radiative flux γ_{sc} for plant stand was calculated using Eg (21), where $A_p = A_Q$ (Eq (35), section 4) without transmittance through the foliage and longwave ground and atmosphere radiative flux γ_{RC} using Eq (25).

Fluxes of sensible and latent heat were obtained from the aerodynamic transfer formulae (*Monteith*, 1981):

$$\gamma_{HC} = \rho_0 C_p \hat{r}_H^{-1} (T_l - T_1), \quad (30)$$

$$\gamma_{LEC} = \rho_0 L_v \hat{r}_E^{-1} (q_l - q_1), \quad (31)$$

where $\hat{r}_H^{-1} = C_{DH} |\vec{V}|$, $\hat{r}_E^{-1} = C_{DE} |\vec{V}|$ and T_l and q_l are temperature and specific humidity, on the canopy leaves surface. For calculation C_{DH} and C_{DE} in this case the simplest interpolations as

$$C_{DH} = (1 - \sigma_f) C_{DHO} + \sigma_f C_{DHC},$$

$$C_{DE} = (1 - \sigma_f) C_{DEO} + \sigma_f C_{DEC}$$

were used. σ_f is an area average shielding factor associated with the degree to which the foliage prevents short-wave radiation from reaching the ground. The limits of σ_f are $0 \leq \sigma_f \leq 1$. Estimates of σ_f for various stands of either deciduous or evergreen trees (*Dickinson*, 1983) are from 0.4 to 0.98 and 0.82 for meadow grass.

If the relative area of transpiring vegetation equals to the leaf area index (L (defined as the ratio of the total area of one side of all leaves per unit area of the ground)), then the flux of water out of the leaves, which must balance γ_{LEC} , is given by

$$\gamma_{LEC} = \rho_0 L_v r_s^{-1} L [q_{sat}(T_l) - q_l]. \quad (32)$$

The term r_s represents the resistance of the leaf stomata to water diffusion through the leaf. The first term in the brackets is the water vapor concentration inside a leaf, which is generally assumed to be the saturated concentration at the temperature of the leaf.

Elimination of q_l in Eqs. (31) and (32) gives equation (Dickinson, 1983)

$$\gamma_{LEC} = \rho_0 L_v L \frac{[q_{sat}(T_l) - q_1]}{r_E + r_s} \quad (33)$$

where $r_E = Lr_E$, that is used in this case for calculating γ_{LEC} . Due to temperature differences and relative dryness of the overlying air it is convenient to decompose the humidity difference in Eq. (32) by taking:

$$q_{sat}(T_l) = B^{-1} L_v^{-1} C_p (T_l - T_1) + q_{sat}(T_1). \quad (34)$$

Daily values for the leaf temperature T_l was calculated as

$$T_l = T_1 + \frac{(\gamma_{se} - \gamma_{RC}) B_c r_H}{(1 + B_c) \rho_0 C_p}$$

(Moore, 1976 and Monteith, 1981), while latent heat flux of plant canopies was calculated using term $\gamma_{LEC} = \gamma_{HC} / B_c$, where canopy Bowen ratio is equal $B_c = r_H^{-1} B(r_E + r_s)$ and $r_H = Lr_H$.

Daytime values of stomatal resistance r_s for green leaves are usually found to be in the range 100–1000 s m⁻¹. Tall grass or crops would typically have transfer coefficients C_{DHC} and C_{DEC} about four times as large as was appropriate for the smooth surface ($C_{DHO} = C_{DEO} = 2.75 \cdot 10^{-3}$ —a typical value for the aerodynamic drag coefficient evaluated at the 10 m level over a smooth bare ground surface) under conditions of neutral stability (Yamada, 1976).

As a simple numerical example we take $|\vec{V}| = 6 \text{ ms}^{-1}$, so we get for aerodynamic resistance to heat transfer $r_H = 75 \text{ ms}^{-1}$ ($L = 5$ for very dense vegetation), which is the same magnitude or somewhat smaller than r_s in our case ($r_s = 100 \text{ ms}^{-1}$). Short grass would have C_{DHC} decreased by a factor of 2 and r_H increased by a factor of 2. On the other hand, C_{DHC} for forests in an order of magnitude larger than for crops and grassland, so for forests r_H typically assumes values of the order 10–30 ms⁻¹ ($r_H = 10 \text{ ms}^{-1}$, in our case).

The water vapor transfer coefficient r_E^{-1} is usually assumed to have the same value as the heat transfer coefficient r_H^{-1} (Dickinson, 1983).

The total plant stand albedo A_Q which affects the ground surface temperature was generally defined as:

$$A_Q = \frac{A_i \gamma_s + A_{Di} \gamma_D}{\gamma_s + \gamma_D} \quad (35)$$

where the plant stand albedo with direct solar radiation was given as A_i and the one with diffuse solar radiation as A_{Di} ($i = 1, 2, \dots, 7$). They were calculated using the Schwarzschild approximation for visible radiation by assuming different plant stand and ground surface characteristics. The influence of the variable plant stand albedo on ground surface tempera-

ture was tested in a seven-day simulation to attain higher stability in calculation. Following constants were used:

- latitude $\varphi = 45^\circ$,
- the sun's declination $\delta_{\text{summer}} = 19^\circ$, $\delta_{\text{winter}} = -23^\circ$,
- the time step for the prediction $T_g, A_Q, \gamma_S, \gamma_H, \gamma_{LE}, \Delta t = 15 \text{ min}$,
- the starting temperature of the ground is equal to the average temperature at the depth of 0,01 m at 21 p. m. i. e. $T_g = T_g = 284,6 \text{ K}$,
- ground emissivity $\epsilon_g = 0,95$ and cloud emissivity $\epsilon_c = 0,90$,
- cloud temperature $T_c = 250 \text{ K}$,
- saturated soil water content is $W_{\text{sat}} = 0,45$,
- relative cloudiness $c = 0,4$.

Equation (24) was used to calculate the sun's zenith angle during the day. In the study, a series of experimental simulations of surface conditions were done and, the results will be given in the section 5.

4. Plant stand albedo (Canopy albedo)

The processes that determine the plant stand albedo are complex and it is tempting in developing climate models to rely on summaries of observational data. However, existing data sets can be quite misleading in conveying the impression that albedos are fixed constants. Albedos are generally dependent on both the wavelength and incidence angle of incoming solar radiation. Plant stand albedos, furthermore, are dependent on the structure of the canopy and on the orientation of plant leaves; the primary intent of this section is to use physical reasoning and simple mathematical models to summarize how these factors determine the plant stand albedos.

Leaves, unlike water droplets, absorb approximately half the incident solar radiation, mostly in the visible.

Most of the light transmitted through the leaf is absorbed by lower leaves or by the ground. If all the transmitted light were subsequently absorbed and all the light reflected from the upper leaf surfaces were to escape the canopy, the plant stand albedo would correspond to the leaf albedo. Much of the light reflected from the leaves situated below the top surface of the canopy is shadowed by other leaves and so further attenuated; this light trapping reduces the plantstand albedos to values considerably lower than of individual leaf surfaces.

In this section the plant stand albedo was approximated by leaf canopy albedo. The plant stand albedo was calculated using the simple Schwarzschild approximation (Ross, 1976, 1981) and Eq. (35) in different cases.

In case of moderately dense canopy ($L = 2$) the plant stand albedo was calculated for a uniform foliage distribution, the foliage scattering coefficient $W_L = 0,65$, where the value 0,21, valid for grass cover, was taken for the surface albedo of the ground A_p , using the equation:

$$A_1 = A_{D1} = A' + (A_p - A') \exp [-L(1 + G/\cos \theta_0)], \quad (36)$$

(Ross, 1981) where G is foliage orientation function (defined as projection of unit foliage area in the direction of observation onto a plane perpendicular to the same direction (and A' was calculated using the equation

$$A' = \frac{1 - (1 - W_L)^{1/2}}{1 + 2(1 - W_L^{1/2}) \cos \theta_0} \quad (37)$$

(Ross, 1981). The sparse plant stand albedo ($L = 0,5$) was calculated under the same conditions as in the previous case, while for the surface albedo of the ground A_p the value 0,14, valid for bare ground, was used with the following equation (Ross, 1981):

$$A_2 = A_{D2} - A_p - (A_p - A') (1 + G/\cos \theta_0)L, \quad (38)$$

where the direct solar radiation albedo A' was calculated using Eq. (37).

The Eq. (37) was used to calculate the albedo values of crops for a dense plant stands and uniform foliage distribution (direct solar radiation albedo A_3), while the diffuse solar radiation albedo was calculated using:

$$A_{D3} = \frac{1 - (1 - W_L)^{1/2}}{1 - W_L} \left[(1 - W_L)^{1/2} - \frac{1}{2} \ln(1 + 2)(1 - W_L)^{1/2} \right]. \quad (39)$$

The albedo values of grassy plant stand were calculated under identical conditions taking into consideration not only foliage but also stems and panicles. The grass cover albedo with direct solar radiation was calculated as:

$$A_4 = \frac{1 - (1 - W_L)^{1/2}}{2(1 - W_L)^{1/2} \cos \theta_0}, \beta_L = \beta_s = \beta_v \frac{1}{3}, \quad (40)$$

$$1 + \frac{2}{\beta_L + \frac{2}{\pi} (\beta_s + \beta_v) \sin \theta_0}$$

while Eq. (38) was used to calculate the grass cover albedo with diffuse solar radiation A_{D4} .

In the case of horizontal foliage, which is dominant in a plant stand, it is possible to obtain the exact albedo value (Cowan, 1971; Ross, 1976). In the case of single scattering ($W_L = 0,15$) for the albedo of very dense plant stand with horizontal foliage, a very small value is obtained:

$$A_5 = A_{D5} = \frac{W_L/2}{1 - W_L/2 + (1 - W_L)^{1/2}} = 0,04, \quad (41)$$

while in the case of large scattering ($W_L = 0,85$) for the albedo of a moderately dense plant stand ($L = 2$) with horizontal foliage, we get

$$A_6 = A_{D6} = \frac{A_p + R_L (1 - A_p) L}{1 + R_L (1 - A_p) L} = 0,53, \quad (42)$$

where the value 0,21, that correspond to the grass cover, was taken for the surface albedo of the ground A_p , and $R_L = W_L/2$.

Because of the presence of snow cover during the winter, the surface albedo has relatively high values. According to numerous measurements (Kung et al., 1964; Hummel and Reck, 1979; Kukla and Robinson, 1980; Robock, 1980; Briegleb and Ramanathan, 1982) the surface albedo of fresh snow can range from 0,75 to 0,90, while only a few days later, due to metamorphosis of the upper layer, it is reduced to around 0,56.

The average value A_p of 0,70 was taken for the snow cover albedo. The sparse plant stand albedo ($L = 0,2$) above the snow A_0 (Eq. 35) with uniform foliage distribution and $W_L = 0,65$ was calculated using the following equation valid for direct radiation:

$$A_7 = A_p - \left[A_p - \frac{1 - (1 - W_L)^{1/2}}{1 + 2 \cos \theta_0 (1 - W_L)^{1/2}} \right] \left[1 + \frac{G}{\cos \theta_0} \right] L, \quad (43)$$

while the plant stand albedo under the same conditions for diffuse solar radiation was calculated using the equation:

$$A_{D7} = \frac{\left\{ \frac{1 - (1 - W_L)^{1/2}}{1 - W_L} \left[1 - W_L - \frac{1}{2} \ln(1 + 2(1 - W_L)^{1/2}) \right] - C_4 \right\} - (1 - C_1 A_P) -}{1 - C_1 A_P - (C_1 - A_P) e^{-2L(1 - W_L)^{1/2}}} \quad (44)$$

$$\frac{- C_5 (C_1 - A_P) e^{-2L(1 - W_L)^{1/2}} + U_g e^{-L(1 - W_L)^{1/2}}}{1 - C_1 A_P - (C_1 - A_P) e^{-2L(1 - W_L)^{1/2}}}$$

where the coefficients C_1 , C_5 and U_g were calculated as with Ross, (1981).

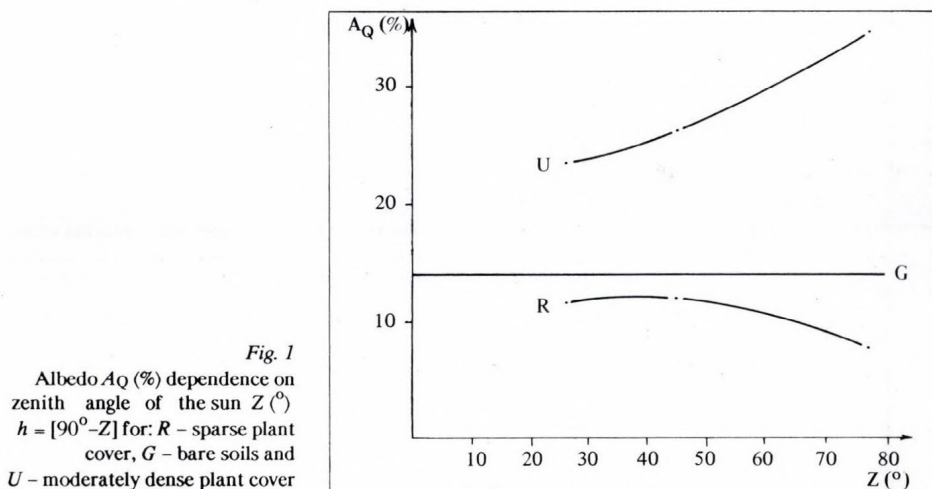
To calculate the albedo of the dense plant stand above the snow A_Q (Eq. 35), Eqs. (37) and (38) with $A_p = 0,70$ were used.

The results obtained by the examination of the effects of the plant stand albedo on the surface processes will be presented in the next section.

5. Experimental testing

In the experimental testing of the effect of the plant stand albedo on the surface temperature seven different cases were considered.

Fig. 1 shows the calculated albedo values for a sparse (Eq. 36) cover compared to the constant albedo value for bare ground surface of 0,14.



The influence of the sparse and dense plant stand albedo, as well as bare ground surfaces, on ground surface temperature is shown on Fig. 2.

The plant stand albedo shows the greatest influence on ground surface temperature during the day from 9 a. m. to 6 p. m., when the maximum temperature for sparse plant stand of 296,3 K and moderately dense plant stand of 294,9 K was obtained. When compared to the maximum temperature of a bare surface 297,0 K, this represents a temperature reduction of 0,7 K and 2,1 K, respectively.

In Fig. 3 the shortwave solar radiation for a bare ground surface and moderately dense vegetation is shown. The graphs obtained are symmetrical in relation to noon while the

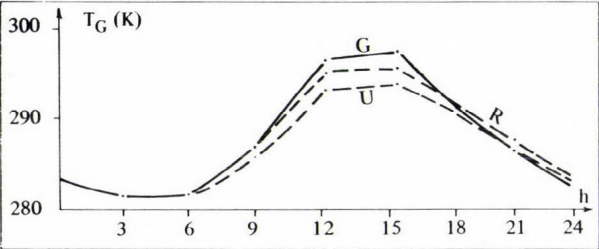


Fig. 2
Diurnal variation of surface temperature T_g (K) for: R - sparse plant cover, G - bare soils and U - moderately dense plant cover

absorbed solar radiation in moderately dense vegetation is reduced by 52 Wm^{-2} in relation to bare ground (Moore, 1976).

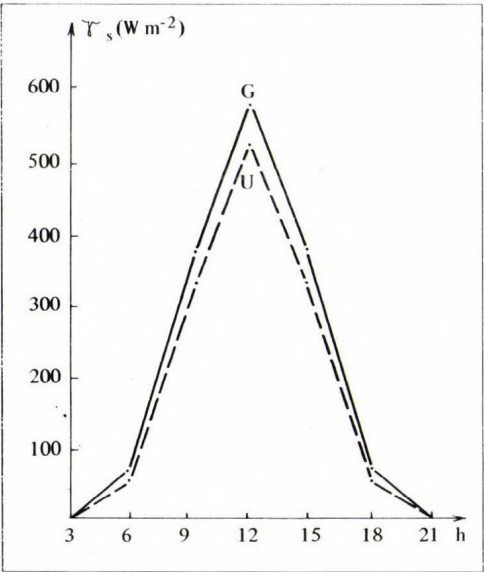


Fig. 3
Diurnal variations of short-wave solar net radiation $\gamma_s(\text{Wm}^{-2})$ for: G - bare soils and U - moderately dense plant cover

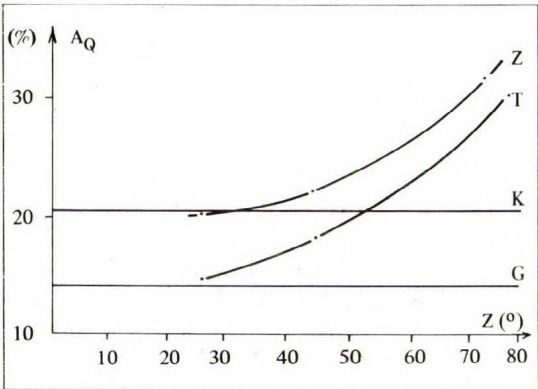


Fig. 4
Albedo A_Q (%) dependence on zenith angle of the sun Z (°) $h = [90^\circ - Z]$ for: crops (Z) compared with bare soil surface (G) and grassy plant stand (T) compared with the constant (K) for this kind of vegetation

Fig. 4 shows albedo values of crops Z (Eq. 39) compared to bare soil surface albedo G (ploughed field) and of the grassy plant stand albedo T (Eq. 40) compared to the constant albedo K , value usually used in meso-scale models for this kind of vegetation. These values agree quite well with the experimental data (Kolic, 1976; Ross, 1981).

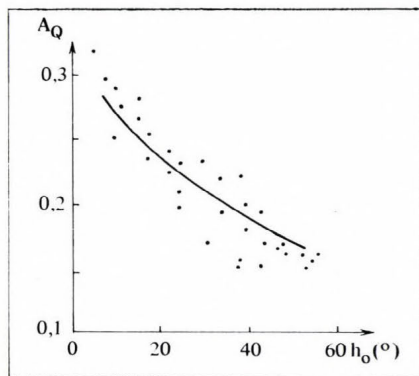


Fig. 5
Albedo A_Q (%) dependence on zenith angle of the sun Z ($h = [90^\circ - Z]$) for: maize plant cover in flowering phase compared with experimental data (Ross, 1981)

Fig. 5 shows the measured albedo values of maize in bloom compared to the curve obtained by using the Schwarzschild approximation for calculating the albedo (assuming the dense plant stand) with the diurnal height of the sun $h_o = \pi/2 - \theta_o$ (Ross, 1991).

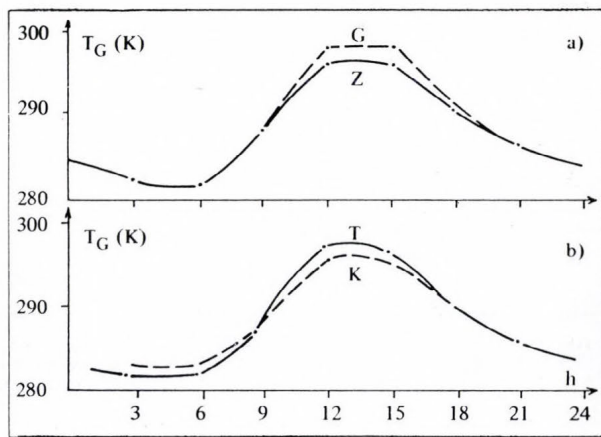


Fig. 6
Diurnal variation of surface temperature T_g (K) for: G – bare soils, and Z – crops
 T – grass and K – albedo of constant value (0,21)

Fig. 6 shows the ground surface temperature obtained by taking into consideration the plant stand albedos (crop and grass) that were compared to the ground surface temperature of bare ground and grass cover with a constant albedo.

If, instead of crop, bare ground surface was to be observed, which is often used in meso-scale models, a maximum error of 1,1 K in the ground surface temperature would occur, while in the situation when the constant instead of the variable grass albedo had to be used the maximum error of -0,9 K in the surface temperature would occur.

The influence of the plant stand albedo value in the case of horizontal foliage and for single scattering (Eq. (41)) as and for large scattering (Eq. (42)) on the ground surface temperature is shown on Fig. 7

The maximum ground surface temperature equal to the temperature of very dense plant stand with large absorption was 297,1 K, while with large scattering the maximum

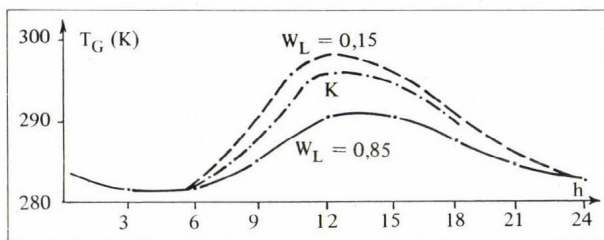


Fig. 7
Diurnal variation of surface temperature T_g (K) – constant value albedo (0,21), strongly absorptive plant cover ($W_L = 0,15$) and strongly scattering plant cover ($W_L = 0,85$)

ground surface temperature was 291,8 K. When compared to the maximum ground surface temperature predicted at the constant albedo value (0,21), a maximum temperature greater by 1,8 K was obtained in the first while in the second case it was smaller by 3,5 K.

Fig. 8 shows the total shortwave net solar radiation for the plant stand whose foliage greatly scatters the sun's radiation. It can be noticed that for the great foliage absorption the

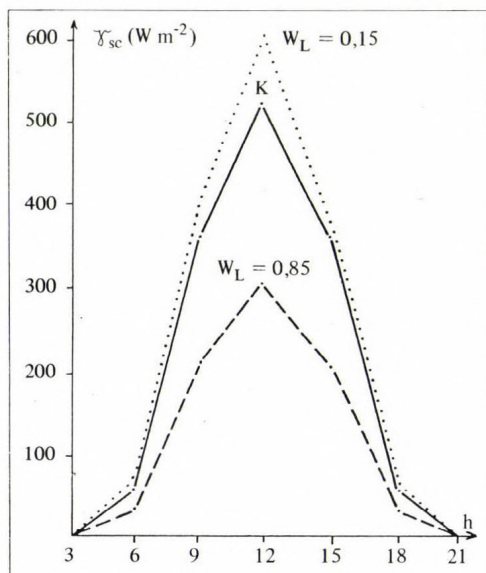


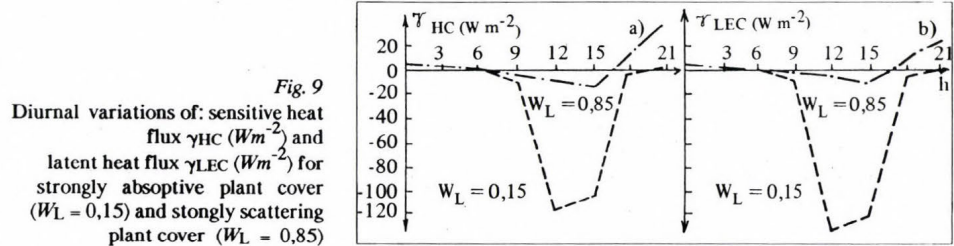
Fig. 8
Diurnal variation of short-wave solar net radiation γ_{sc} ($W m^{-2}$) for: K – constant albedo value (0,21), strongly absorptive plant cover ($W_L = 0,15$) and strongly scattering plant cover ($W_L = 0,85$)

maximum shortwave net radiation at noon on the first day of simulation was $600 W m^{-2}$, while for the great foliage scattering the maximum shortwave net radiation was nearly two times smaller, i. e. $290 W m^{-2}$.

The influence of the different foliage scattering coefficient on sensible and latent heat is shown on Fig. 9. The sensible and latent heat fluxes with a small foliage scattering coefficient are significant i. e. the sensible heat flux at noon is $118 W m^{-2}$, while the latent heat flux in the same instance is $129 W m^{-2}$. In the case of a large scattering coefficient the sensible heat flux obtained was $12 W m^{-2}$, and for the latent heat flux the value was $10 W m^{-2}$.

Leafless hardwood canopies over a snow surface can consequently greatly reduce the effective surface albedo (Roboch, 1980; Dickinson, 1983).

The influence of the snow cover surface albedo as well as the influence of the surface albedo for sparse (Eqs. (43) and (44)) and dense (Eqs. (37) and (38)) plant stand above the snow on the ground surface temperature for a two-day simulation is shown on Figs. 10



A sparse plant stand above a snow cover may decrease the surface albedo considerably, so that, on the first day of simulation, the maximum canopy surface temperature was greater by 3,6 K compared to the maximum snow surface temperature of the snow cover (Fig. 10). Even greater differences are obtained in the presence of a dense plant stand above the snow, so that the maximum canopy temperature of a dense plant above the snow is greater

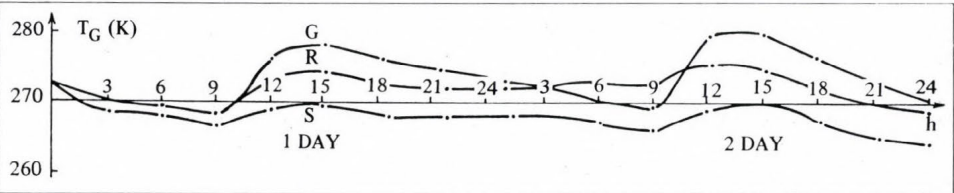


Fig. 10 Diurnal variation of canopy surface temperature T_g (K) for: S - snow cover, R - sparse plant cover over snow and G - dense plant cover over snow

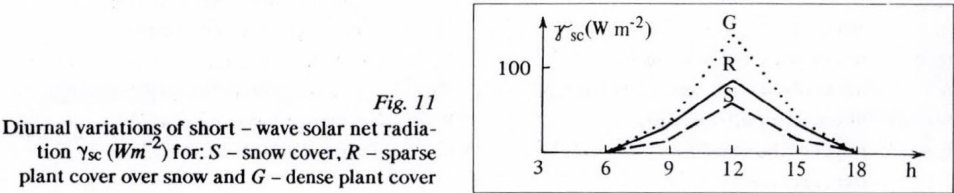
by 5,1 K, while during the second day of simulation is greater by 5,7 K compared to the maximum snow surface temperature of the snow cover (Fig. 10).

The maximum canopy surface temperatures obtained by the examination of the effects in this way calculated albedfos were presented in the Table 1.

Table 1
The effects of albedos A_o (%) on the maximum canopy surface temperatures $T_m(K)$

$T_m(K)$	294,9	296,3	295,9	296,1	297,1	291,8	274,6
A_Q (%)	Eqs. (36),(37)	Eqs. (37),(38)	Eqs. (37),(39)	Eqs. (38),(40)	Eq. (41)	Eq. (42)	Eqs. (43),(44)

Fig. 11 shows that the absorbed shortwave radiation with the presence of a very dense plant stand is nearly two times greater in comparison with the shortwave radiation with the presence of a snow cover only.



6. Conclusions

In this paper a method for calculations of the effect of the plant stand albedo for solar radiation on predictions of ground surface temperature has been proposed.

The plant stand albedo shows the greatest influence on ground surface temperature when the surface is covered with the snow. For example, a sparse plant stand above a snow cover may decrease the surface albedo so that, the maximum canopy surface temperature was greater by 3,6 K compared to the maximum snow surface temperature of the snow cover. Even greater differences are obtained in the presence of a dense plant stand above the snow, this should be taken into consideration when applying the albedo to the climate models.

List of symbols

A_i	– albedo of direct radiation in plant canopy,	L_v	– coefficient for latent heat of evaporation,
A_{Di}	– albedo of diffuse radiation in plant canopy	λ_g	– thermal conductivity,
A_p	– albedo of the ground surface,	M	– atmospheric level number,
A_Q	– total albedo in plant canopy	Ω	– frequency of oscillation equal to $2\lambda_g/(\text{period of the wave}),$
A_1, A_2	– empirical constants,	Q	– velocity scale,
α'	– characteristic of surface evaporation,	q_a	– specific air humidity,
α_w	– constant	q_w	– specific humidity of saturated air,
B	– Bowen ratio,	R_i	– Richardson number,
B_1, B_2	– empirical constants,	R_L	– coefficient of plant reflectivity,
c	– relative cloudiness,	$\tilde{S}_M, \tilde{S}_{II}$	– stability functions,
C_g	– soil volumetric heat capacity,	r_o	– solar radiation direction,
C_p	– air specific heat at constant pressure,	r_s	– leaf stomate resistance,
C_{DH}	– aerodynamic transfer coefficient for heat,	ρ_o	– air density,
C_{DE}	– aerodynamic transfer coefficient for moisture,	σ	– Stefan-Boltzman constant,
d	– depth of soil,	σ_f	– shielding factor,
δ	– sun's declination,	T_a	– air temperature,
G	– foliage orientation function,	T_g	– ground surface temperature,
Γ	– function of Richardson's flux number,	T_c	– cloud temperature
γ_1, γ_2	– empirical constants,	T_l	– leaf temperature,
γ_D	– diffuse solar radiation flux,	t	– time,
γ_G	– soil heat flux,	Δt	– time step,
γ_H	– air sensible heat flux,	θ	– potencial temperature,
γ_{LE}	– air latent heat flux,	θ_o	– zenith angle of solar radiation,
γ_o	– solar constant,	$ V $	– near-surface wind velocity,
γ_R	– net longwave radiation flux	W_g	– soil water content,
γ_s	– direct plus diffuse solar radiation flux	W_L	– scattering coefficient in plant canopy,
γ_s'	– direct solar radiation flux,	W_{sat}	– saturated soil water content,
h_o	– height of the sun,	z	– vertical direction
L	– leaf area index,		

REFERENCES

- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical Experiment of the Computation Ground and Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *J. Appl. Met.* 14, 1246-1258.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the Nocturnal Boundary Layer. *Am. Met. Soc. 3rd Symp. Atm. Turbulence, Diffusion and Air Quality*, Oct. 19-22, Raleigh N. C., 46-49.
- Briegleb, B. and Ramanathan, 1982: Spectral and Diurnal Variations in Clear Sky Planetary Albedo. *J. Appl. Met.* 21, 1160-1171.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan and E. Harison, 1986: Comparison of regional clear sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *J. Clim. Appl. Met.* 25, 214-226.
- Cowan, I., 1971: Light in Plant Stands with Horizontal Foliage. *J. Appl. Ecol.* 8, 579-580.
- Dardorff, J. N., 1977: Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture with Inclusion of a Layer of Vegetation. *J. Geophys. Res.* 83, 1889-1903.
- De Vries, D. A., 1963: *Environmental control of plant growth*. Academic Press, London
- Dickinson, R. E., 1983: Land surface processes and climate - Surface albedos and energy balance. *Advan. Geophys.* 25, 305-353.
- Dickinson, R., 1986: Evapotranspiration in global climate models. *Adv. Space Res.* 26th COSPAR Meeting, July 2-10, Toulouse, 45-56.
- Hummel, J. R. and A. R. Reck, 1979: A Global Surface Albedo Model. *J. Appl. Met.* 18, 239-253.
- Kukla, G. and D. Robinson, 1980: Annual Cycle of Surface Albedo. *Mon. Wea. Rev.* 108, 56-58.
- Kung, E., R. Bryson and D. Lenschow, 1964: Study of a Continental Surface Albedo on the Basis of Flight Measurements and Structure of the Earth's Cover over North America. *Mon. Wea. Rev.* 92, 543-564.
- Mathews, E., 1983: Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies. *J. Clim. Appl. Met.* 23, 474-487.
- Mesinger, F., 1976: *Dinamicka Meteorologija. Metode i Problemi Numerickog Reavanja Jednacinu Kretanja*. Gradj. Knjiga, Beograd
- Monteith, J. L., 1981: Evaporation and surface temperature. *Quart. J. R. Met. Soc.* 107, 1-27.
- Moore, J. 1976: A comparative study of radiation balance above forest and grassland. *Quart. J. R. Met. Soc.* 102, 889-899.
- Paltridge, G. W. and C. M. Platt, 1976: *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Junk, Amsterdam, 231 pp.
- Priestley, C. and B. Taylor, 1972: On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Wea. Rev.* 100, 81-92.
- Rakovec, J., 1978: *Jednodimenzionalni Model za Odredjivanje Prizemne Temperature*. S. H. M. Z. Beograd
- Rakovec, J., 1981: *Parametrizacija planetarnog granicnog sloja pomocu hipoteze o zatvaranju*. Univerzity of Ljubljana
- Richimayer, I. and K. Morton, 1976: *Difference method for initial value problems*. Second edition. J. Walley and Sons, New York, 460 pp.
- Robock, A., 1980: The Seasonal Cycle of Snow Cover, Sea Ice and Surface Albedos. *Mon. Wea. Rev.* 108, 267-285.
- Ross, J., 1976: *Vegetation and Atmosphere*, J. Monteith, ed. Academic Press. London, 258 pp.
- Ross, J., 1981: *The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands*. Junk, The Hague, 184 pp.
- Verstraete, M. and R. Dickinson, 1986: Modeling surface processes in atmospheric general circulation models. *Annales Geophysicae* B. 4, 357-364.
- Yamada, T. and G. Mellor, 1975: A simulation of the Wangarae atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.* 32, 239-2329.
- Yamada, T., 1976: On the Similarity Function A, B and C of the Planetary Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.* 33, 781-793.
- Zhang, D. and R. Anthes, 1982: A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer - Sensitivity Test and Comparisons with SESAME - 79 Data. *J. Appl. Met.* 21, 1594-1609.

Calculation of diurnal variation of surface temperature using a simplified energy balance model

Z. Dunkel, K. Pásztor and Cs. Tiringér

Central Meteorological Institute H - 1525 Budapest PO Box 38

To describe the daily run of canopy surface temperature a simplified energy balance model was constructed following the recommendation of Sellers et al. (1986). We have only one data set. The results of a remote sensing experiment executed at the Szarvas Agrometeorological Observatory (Hungary, 46° 52' N; 20° 31' E) on a sunflower crop grown in continually compensated lysimeter representing well-watered (potentially transpiring) vegetation were used to test the model. Selecting the rainless days from the measured data series in the period 16th June - 3th August 1988 (48 days) we received a 22-day-long data series. The validity of the model was evaluated comparing the calculated and the measured surface temperature. The calculated daily course is near to the measured values and the model appears to perform realistically.

*

A felszínhőmérséklet napi menetének számítása egyszerűsített energiaegyensúlyi modellel. Követve Sellers et al. (1986) javaslatát a felszínhőmérséklet időbeli menetének leírására egy egyszerűsített energiaegyensúlyi modellt konstruáltunk. Csak egy adat együttes állt rendelkezésünkre. A Szarvasi Agrpmeteorológiai Observatóriumban evapotranspirométerbe vetett napraforgó állomány felett elvégzett távérzékelési kísérlet adatait használtuk fel a modell tesztelésére. Az 1988 június 16-tól augusztus 3-ig (48 nap) tartó mérések közül kiválasztottuk a csapadégmentes napokat, s így egy 22 nap terjedelmű adatsort kaptunk. A modell jószágát a számított és mért adatok összevetésével becsültük. A számított napi menet jól követi a mért értékeket, s úgy tűnik, hogy a modell jól működik.

Introduction

The energy balance simply states that the incoming energy of a system is equal to the sum of the outgoing energy and internal storage. Since the various forms of transported energy are generally a function of temperature, the energy balance can be used to determine the temperature and the changes in temperature of the system. The energy balance can be written as

$$R_n = D + G + J + A + H + LE \quad (1)$$

where:

R_n	- net flux of radiation	$[Wm^{-2}]$
D	- net rate of horizontally advected energy	$[Wm^{-2}]$
G	- heat flux across the bottom of a control volume	$[Wm^{-2}]$
J	- net physical storage in the volume per unit time	$[Wm^{-2}]$
μA	- net biochemical storage per unit time	$[Wm^{-2}]$
H	- vertical flux of sensible heat	$[Wm^{-2}]$
LE	- vertical flux of latent heat	$[Wm^{-2}]$

A simplified version of equation (1) has been used for calculations. The net flux μA is a measure of the rate of energy stored biochemically. The average value of μA may be as large as 15 Wm^{-2} (daytime) and as small as -3 Wm^{-2} (nighttime). Similar results were given by Hunkár (1986) for maize canopy. The minimum efficiency was 0.55 % and the maximum value never reached more than 5.6 %. This is a negligible quantity in comparison with R_n . Although the flux divergence term D is significant, it is not easily measured and is therefore often neglected. The physical storage J is again a negligible quantity. A typical maximum value of it in a well-developed canopy is about 20 Wm^{-2} (Thom 1975). For this reason a simplified version of Equation (1) can be introduced:

$$R_n = G + H + LE \quad (2)$$

We have used (2) as the basis for the following considerations. One possible way to solve it is to establish a correlation between the measured quantity of water actually evaporated and the surface temperature or net flux of radiation. This method needs a great number of simultaneous measurements of evaporation and surface temperature. In addition, if the crop or the subagent surface change, we should establish new data bases. In the course of our research two simple methods were employed, both of which demand a considerable amount of field experimentation. One of them was recommended by Jackson (1977). He found a good linear regression between the one-time-a-day (taken between 13.30 and 14.00 hours) measurements of $T_C - T_A$ (surface or skin temperature minus air temperature measured in standard wind shelter) and daily values of vertical flux of sensible heat. He assumed that the soil heat flux for 24-hour periods can be taken as constant. When these simplifications are made (3) becomes

$$R_n - LE = a + b (T_C - T_A) \quad (3)$$

where:

- T_C - surface temperature of a plant canopy [°C]
- T_A - temperature of the surrounding air (taken at 2 meters) [°C]
- a - constant value of the soil heat flux
- b - being a composite constant that must be determined by means of several measurements

Choosing a relatively short time unit the evapotranspiration can be determined as a reminder term of the Eq. 2. The disadvantage of this method is that the simultaneously measured temperature data are not always available. We have chosen the other more complicated way to simulate the terms of Equation (2) (Sellers 1986).

1. The Structure of the Simplified Surface Model

The governing equation for the canopy temperature is:

$$C_C \frac{T_C}{t} = R_{nC} - H_C - LE_C \quad (4)$$

where:

- C_C - heat capacity of the canopy [Jm⁻²K⁻¹]

The subscript „C” refers to the canopy.

The net radiation fluxes are obtained by subtracting the emitted thermal radiation from the absorbed radiation:

$$R_{nC} = (1 - \alpha) \cdot S - \sigma (\epsilon_C \cdot T_C^4 + \epsilon_A \cdot T_A^4) \quad (5)$$

where:

α	- canopy albedo	
S	- sum of the incoming radiation for the canopy	$[\text{Wm}^{-2}]$
σ	- Stefan-Boltzmann constant	$[\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}]$
ϵ_C	- canopy emissivity	
ϵ_A	- air emissivity	

The sensible and latent heat fluxes can be expressed by the well-known resistance formulation, whereby

$$\text{flux} = \frac{\text{potential difference}}{\text{resistance}}$$

This approach makes it possible to treat the effects of the canopy and the air together, because the air resistance can be added to the canopy resistance. The term H_C is determined in the following way:

$$H_C = \rho \cdot c_p \frac{T_C - T_A}{r_D} \quad (6)$$

where:

ρ, c_p	- density and specific heat of the air	$[\text{kgm}^{-3}], [\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}]$
r_D	- aerodynamic resistance between ground and canopy air space	$[\text{sm}^{-1}]$

The neutral value of the aerodynamic resistance for the transfer of heat and water vapour from the ground cover and the soil surface to the height h_A , can be written as

$$r_D = \int_0^{h_A} \frac{1}{K_M} dz \quad (7)$$

where:

K_M	- momentum transfer coefficient	$[\text{m}^2\text{s}^{-1}]$
h_A	- the water vapour and sensible heat source height, may be defined as the center of action	$[\text{m}]$

The determination of K_M needs detailed measurements of the wind profile. Theoretically the heat transfer coefficient does not correspond to the momentum transfer coefficient. But unless the condition are extremely unstable it is permissible to use a universal transfer coefficient. The available measuring instruments do not allow to determine r_D by (7), so we had to use a simpler relationship:

$$r_D = \frac{C_1}{\sqrt{u_h}} \quad (8)$$

where:

u_h	- wind speed at h	$[\text{ms}^{-1}]$
C_1	- surface dependent constant, obtained partly from the literature (Goudriaan, 1977) and partly from our experiments.	

The transpiration rate from the vegetation is given by

$$LE = \frac{e_s(T_C) - e_A}{r_C + r_D} \frac{\rho_c P}{\gamma} (1 - W_C) \quad (9)$$

where:

L	– latent heat of vaporization	$[J kg^{-1}]$
$e_s(T_C)$	– saturation vapour pressure at temperatures (At the stomata the air is supposed to be saturated until the soil moisture content reaches the wilting point.)	$T_C [hPa]$
e_A	– vapor pressure in canopy air space at temperature	
T_A	– measured at 2 meters high in thermometer screen	$[hPa]$
r_C	– canopy resistance	$[s m^{-1}]$
γ	– psychrometric constant	$[hPa K^{-1}]$
W_C	– wetness fraction of canopy and ground cover,	$0 < W_C < 1$

If any part of the canopy is wet, we suppose, that $r_C = 0$ and calculate as for free water surface. These conditions exist after rain until the canopy dries out. In our investigations only the cloudless days were considered, when $W_C = 0$. Practically and theoretically the determination of r_C is the most difficult. This term integrates the resistance of the canopy against the water during the whole period from the draining till the transpiration. The quantity of r_C is not measurable directly. We could measure only the resistance of the leaf surface, which is called stomatal resistance. It can be measured by steady state porometer. The stomatal resistance has daily and monthly course. It depends not only on the species of plant but also on the water and nutritive supply in the soil (Szeicz et al. 1969, Anda 1986, 1987). To approximate the stomatal resistance is more complicated than that for the aerodynamic resistance. Adapted from Goudriaan (1977) Sellers (1986) submitted, using other sources, a possible theoretical approach. This gives a connection between the measurable parameters and the canopy resistance:

$$\frac{1}{r_C} = V_C N_C \int_0^{LAI} \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \frac{O(\phi, \Theta) f(\Sigma)}{r_S(S, \phi, \Theta, \Phi)} \sin \phi \cdot d\phi \cdot d\Theta \cdot dLAI \quad (10)$$

where:

V_C	– fractional area covered by the canopy	
N_C	– green leaf fractions of total leaf and stem area indices (as function of time)	
$O(\phi, \Theta)$	– leaf angle distribution	
r_S	– the stomatal resistance of an individual green leaf (measurable)	
$f(\Sigma)$	– product of all stress terms influencing stomatal resistance	
ϕ, Θ	– leaf azimuth, inclination angle	
S	– downward PAR (photosynthetically active radiation) flux above canopy	$[W m^{-2}]$
Φ	– extinction coefficient	
LAI	– leaf area index	$[m^2 m^{-2}]$

The practical application of Eq. 10 is difficult because we have no information about the spatial distribution of angles. So to calculate the r_C value a similar method was used as in case of r_D . We approach r_C empirically that gives only the daily changes of the canopy resistance according to R_n .

$$r_C = \frac{C_2}{R_{nC}} \cdot f(W) \quad (11)$$

where:

C_2 – surface dependent constant calculated from the other evaporation values measured by remote sensing technique (Szabo, 1988)

$$W = \frac{\Theta}{\Theta_S}$$

Θ – volumetric soil moisture in the investigated layer, $[\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$

S – saturation value of $[\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$

$f(W)$ – is the function of the soil moisture

The temporal change of the soil moisture content is given by the water balance equation.

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{1}{\Theta_S h} [P_I - Q_D - \frac{1}{\rho_w} (E_C + E_S)] \quad (12)$$

where:

h – thickness of the soil layer $[\text{m}]$

P – infiltration of precipitation into the upper soil moisture store $[\text{ms}^{-1}]$

Q – flow into the deeper layer $[\text{ms}^{-1}]$

E_C – transpiration from the canopy $[\text{kgm}^{-2} \text{s}^{-1}]$

E_S – transpiration from the soil surface $[\text{kgm}^{-2} \text{s}^{-1}]$

In the case of a cloudless day the precipitation, P and the flow into the deeper layer, Q can be neglected. Since in our investigations we supposed that all the ground was covered by canopy E_S was negligible too. The (4) governing prognostic equation was solved by an implicit backward method. The terms of (4) were expanded to Taylor's series. Using the first term of the Taylor series we got an algebraic expression for the hourly changes of the T_C .

$$C_C \frac{\Delta T_C}{\Delta t} R_{nC} + \frac{\partial R_{nC}}{\partial T_C} \Delta T_C - H_C - \frac{\partial H_C}{\partial T_C} \Delta T_C - LE_C - \frac{\partial LE_C}{\partial T_C} \Delta T_C \quad (13)$$

where:

C_C – heat capacity $[\text{Jm}^{-2} \text{K}^{-1}]$

t – time $[\text{s}]$

T_C could then be obtained from (13). Adding ΔT_C to the initial T_C at starting time the T_C value will give T_C for time $t_0 + \Delta t$. The starting surface temperature value can be determined by remote sensing using satellite data or near-to-surface measurements. In the model calculations we used a 1 hour (3600 s) time step.

2. Tests of the method

The described method can be tested using micrometeorological measurements and biophysical data at a point. From 16th June to 3rd August 1988 measurements were carried out on in a sunflower field of the Agrometeorological Observatory Szarvas (Hungary 46° 52'N 20° 31'E). The canopy surface temperatures were measured with an infrared thermometer of type KT-24 with a 10–12 micrometer waveband, which has an accuracy of ± 0.1 K. It was positioned on a platform 10 meter high to view the surface vertically, under the

canopy growing in the Thornthwaite type compensated lysimeter (the plants were grown in the lysimeter transpire potentially). The diameter of field of view was about 1 meter so we measured not only the canopy temperature in the lysimeter but that of the surrounding surface too. This bias is not a measurable quantity. A one channel data logger was connected to the infrared thermometer and the continuously measured and collected surface temperature values were the basis of all calculations. The standard meteorological data were measured continuously in the Szarvas Agrometeorological Observatory. The data referring to cloudless conditions were chosen and the final data basis consists of only 22 days.

Table I The results of the model.

<i>t</i>	T_C	T_a	R_{nC}	H_C	LE	$T_{Cmes}-T_{Ccal}$
<i>Average values</i>						
7	18.7	19.5	109.1	-25.0	181.8	-0.3
8	20.7	21.2	231.8	-15.9	296.8	0.0
9	22.4	23.1	348.4	-23.5	421.2	-0.1
10	23.2	24.4	430.3	-37.9	497.5	-0.1
11	23.6	25.4	458.6	-60.3	529.6	0.1
12	24.0	26.1	494.5	-71.9	580.0	0.0
13	23.8	27.0	486.9	-110.8	592.2	-0.1
14	23.4	27.2	439.8	-131.7	557.1	-0.2
15	22.9	27.4	375.0	-157.0	515.9	0.0
16	22.6	27.4	301.6	-169.9	458.8	0.0
17	21.1	26.6	194.2	-194.0	342.0	0.9
18	20.5	26.0	105.4	-184.2	273.3	0.6
19	18.9	24.3	8.6	-161.0	138.7	0.7
<i>The best fitting case</i>						
7	16.7	17.8	122.2	-44.3	222.2	-1.3
8	19.7	19.6	283.0	4.8	356.5	-1.1
9	21.6	21.8	416.4	-8.0	481.0	-0.6
10	21.8	22.6	427.7	-27.8	461.0	-0.3
11	22.8	23.4	488.1	-18.8	537.6	-0.8
12	21.4	24.4	460.6	-99.3	518.0	-0.3
13	21.6	24.7	442.7	-105.2	555.1	-0.6
14	21.5	25.3	386.4	-123.9	507.9	-0.6
15	19.0	24.3	208.9	-159.5	313.3	0.8
16	18.9	23.6	234.9	-194.3	425.1	0.6
17	17.8	23.4	88.0	-166.2	232.9	1.9
18	18.6	22.9	167.3	-169.5	358.4	0.3
19	16.2	1.7	40.2	-188.2	183.7	0.7
<i>The worst fitting case</i>						
7	21.2	23.6	121.4	-87.2	250.5	0.5
8	21.9	24.3	248.5	-93.5	369.5	1.7
9	23.0	25.2	366.4	-84.3	490.8	2.6
10	25.2	27.0	495.5	-68.3	667.2	1.9
11	25.2	28.3	555.4	-107.5	676.8	3.0
12	26.3	29.8	587.5	-149.9	781.8	2.5
13	27.6	31.8	585.9	-175.7	830.9	1.3
14	26.7	32.3	561.3	-249.9	758.0	2.0
15	26.7	32.9	482.9	-278.1	766.3	1.2
16	25.5	32.8	359.7	-330.2	620.1	2.1
17	24.4	32.1	243.5	-321.4	514.8	3.0
18	22.2	30.6	97.7	-345.5	353.5	4.5
19	20.8	29.0	7.2	-243.1	220.3	4.6

t – time (hour), T_C – calculated surface temperature, °C, T_a – air temperature °C, R_{nC} – radiation balance, Wm^{-2} , H_C – sensible heat flux, Wm^{-2} , LE – latent heat flux, Wm^{-2} , $T_{Cmes}-T_{Ccal}$ – difference between measured and calculated surface temperature, °C

Table I shows the average of the daily results, the best and the worst case. *Fig.1* illustrates the measured and the calculated surface temperature on three successive days.

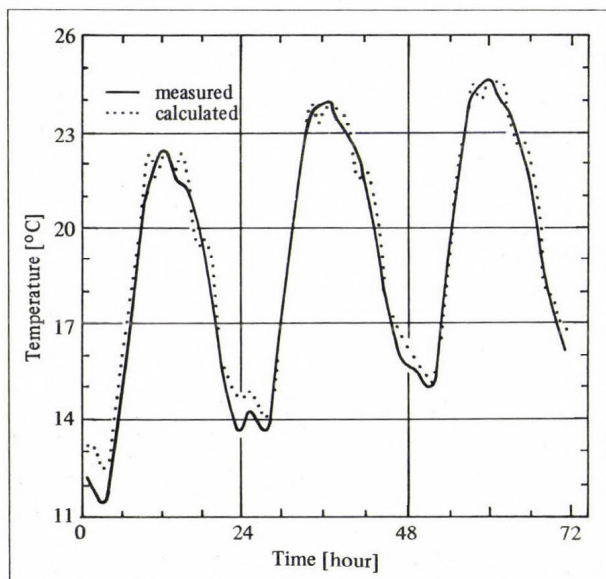


Fig. 1
Temporal run of surface temperature ($^{\circ}\text{C}$), sunflower, grown in lysimeter, on three consecutive days, Szarvas 1988

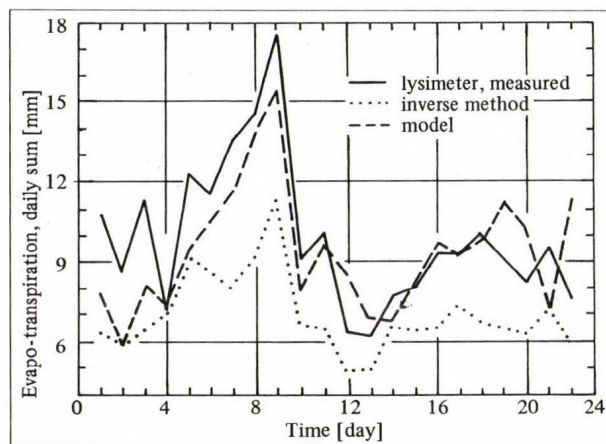


Fig. 2
Comparison of daily evapotranspiration values (mm day^{-1}) on cloudless days, 22 days chosen from 16 th June - 3th August 1988 period

Fig.2 shows the daily evapotranspiration rate in mm day^{-1} units calculated by the model as compared to data, measured in the lysimeter and data calculated by Szabó's (1988) inverse method.

3. Conclusion

The accuracy of the model was investigated only in the case of well-watered stand. The calculated values fit to the measured one well except for a few time steps as shown in *Table I*. The model reproduces the daily course of surface temperature well. The reason for

for this is that the principal term in the model is the radiation balance. The basic uncertainty factor of the model is that the surface temperature is calculated as a relatively small remainder term after subtracting the latent and sensible heat flux. This leads to the appearance of some instability (oscillations) in the calculated values. The other reason is the relatively high time step. During the quick change of incoming radiation the one-hour-time-step integrates a too long time and it would be better to use a smaller time-step. The aerodynamic resistance was supposed to be proportional to the square root of wind speed. This condition is true only at near neutral atmospheric stability conditions. This simplification was not true on days when the differences between calculated and measured value were too high. The model proved to be insensitive to the so called surface heat capacity. Varying its value between wide limits the calculated surface temperature shows only a small variation. The situation is similar for the initial surface temperature too. After a few hours the difference is small and the model follows the course of the skin temperature. Only one series of experiments was executed using the simplified model but it was found that the model reproduced the time series of latent and sensible heat fluxes and surface temperature fairly well compared with the available data.

REFERENCES

- Anda, A. 1986: Effect of Cement Kiln Dust on the Radiation Balance and Yields of Plants. *Env. Pollution (Ser. A)* 40: 249-256
- Anda, A. 1987: Effect of Cement Kiln Dust on the Radiation and Water Balance and Yields of Winter Wheat. *Acta Agronomica Hungarica* 36: 267-275
- Goudriaan, J. 1977: Crop Micrometeorology: A Simulation Study. Wageningen Center for Agricultural Publishing and Documentation, 249 pp.
- Hunkár, M. 1986: Solar radiation balance and efficiency in a maize stand. *Időjárás* 90: 221-227
- Jackson, R. D. 1977: Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.*, 19: 285-296
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C. and Dalcher, A. 1986: A Simple Model for Use within General Circulation Models. *J. Atm. Sciences* 43: 505-531
- Szabó, T. 1988: An inverse method to solve the energy-balance equation using surface temperature. *Időjárás* 93: 115-120
- Szeicz, G., Endrődi, G. and S. Tajchmann. 1969: Aerodynamic and Surface Factors in Evaporation. *Water Resour. Res.* 5: 380-394
- Thom, A. S. 1975. Momentum, mass and heat exchange in plant communities. In (Monteith, ed.) *Vegetation and the Atmosphere: Volume I. Principles*. London. Academic Press.

Instabilitási vonal regionális ciklonban^{*}

Bodolainé Jakus E.

Központi Előrejelző Intézet H-1675 Budapest, P. O. Box 32.

Tánczer T.

Országos Meteorológiai Szolgálat Számítóközpont H-1675 Budapest, P. O. Box 32.

A tanulmány egy kvázi-stacionárius, leszakadt hideg légcsepp keleti meleg oldalán kialakult peremháborgásban vizsgálja egy intenzív, heves szélviharokat okozó instabilitási vonal mezoléptékű szerveződését és kialakulásának feltételeit. A nedves izentropikus analízisek szerint a vonal kialakulásában a meredeken emelkedő, konvektíven instabilis légrétegződésű meleg, nedves szálítószalag és a domborzat játssza a döntő szerepet.

*

Instability line in a regional cyclone. In the study conditions of forming and meso-scale organizing of a squall-line, developing on the east warm side of a cold cut-off low, are investigated. In the development of the squall line the convective instability in the warm moist conveyor belt and the influence of the orography play a decisive role as it is indicated by the moist isentropic charts.

Bevezetés

A digitálisan kiértékelt radar és infravörös műholdképek széleskörű felhasználása a mezoléptékű konvektív időjárási rendszerek tanulmányozásában eddig nem ismert tulajdonságaikra és a szerveződésük sajátos formáira derített fényt. A 80-as években a csapadék rendszerek és konvektív viharok több új elvi modelljét alkották meg, amelyeket legutóbb *Browning* (1985) foglalt össze. Más szerzők, például *Carlson et al.* (1983) nagy fontosságot tulajdonítanak a földrajzi régióknak bizonyos típusú konvektív rendszerek és azok kialakulását megelőző helyzetek létrejöttében. Az említett szerzők a regionális folyamatok tanulmányozásának előrejelzési értékét is tulajdonítanak, mert szerintük adott szinoptikus léptékű áramlásra a régió azonos módon válaszol. A Kárpát-medence mezoléptékű konvektív időjárási rendszereinek létrejöttében igen nagy szerepe van a Földközi-tengernek, az Észak-Adria térségének és az Alpok délkeleti hegyvonulatainak, amit hazai tanulmányok bizonyítanak (*Bodolai I. et al.*, 1967; *Bodolainé Jakus és Vissy*, 1988).

E dolgozat egy hideg légcsepp peremén képződött peremháborgásban vizsgál, egy sajátos módon vonalba rendezett konvektív rendszert – instabilitási vonalat –, amelyet szélviharok kísértek a Dunántúl térségében.

^{*} A kutatást a Magyar Tudományos Akadémia támogatta

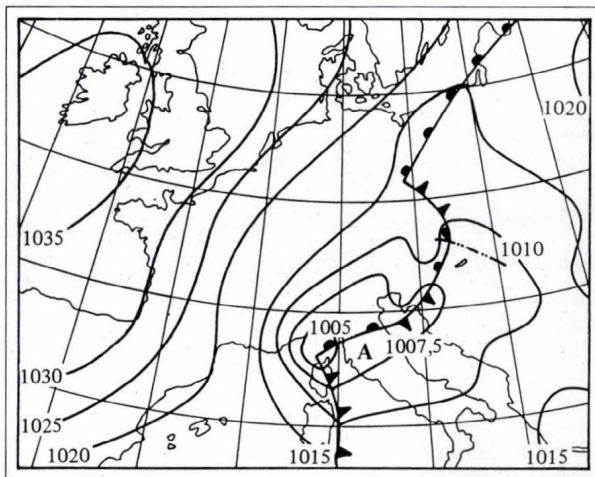
1. A vizsgálat módszerei

A bevezetőben említett konvektív rendszer vizsgálatát a megfigyelésekkel nyújtott adatbázis határozta meg. A szinoptikus léptékű folyamatokat, a talajközeli szinoptikus és nyomástopográfiai térképeken kívül, pszeudo-nedves izentropikus felületeken, valamint a pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet tér-idő vertikális metszetein tanulmányoztuk.

A mezoléptékű folyamatok nyomonkövetésére a magyarországi óránkénti szinoptikus térképek, a Fuess-féle szélregisztrátumok feldolgozásából származó izochron és izotacha analízisek, valamint óránkénti radaradatok és infravörös műholdképek nyújtottak lehetőséget. A radaradatok három állomásról (Szentgotthárd/Farkasfa, Budapest/Ferihegy és Nyíregyháza/Napkor) álltak rendelkezésre. Az adatokat 20 x 20 km²-es négyzetekre manuálisan digitalizálják és azokhoz csapadékinzintázás értékeket (mm/ó) rendelnek hozzá. A műholdas adatbázist a METEOSAT-2 geostacionárius műholdról vett analóg IR felvételek képezték. Ezeket digitalizálással mennyiségi értékelésre teszik alkalmassá. Az adatokból felhőtető hőmérsékleteket állítottunk elő a *Pintér és Tanczer* (1987) által kifejlesztett kalibrációs eljárás segítségével.

2. A szinoptikus helyzet

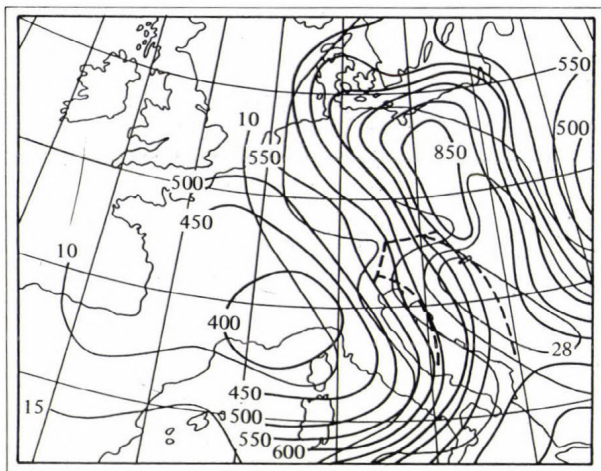
Magyarország időjárását 1987. május 3–6 között a Genovai-öböl, és Észak-Olaszország fölött örvénylő kvázi-stacionárius ciklon, illetve annak regionális peremháborgásai irányították. A szóbanforgó ciklonnak és frontjainak talajközeli helyzetét 1987. május 4-én 18 UTC órákor az *1. ábra* mutatja. Ez a talajközeli háborgás sorozat egy hideg légcsepp



1. ábra:
A talajközeli szinoptikus helyzet
1987. május 4-én 18 UTC órákor

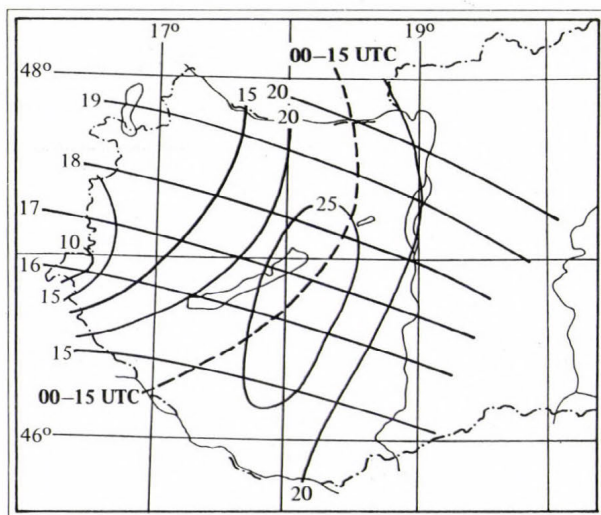
keleti peremén képződött, amit a 2. ábrán feltüntetett $\theta_w = 12^\circ\text{C}$ -os nedves izentropikus felület nyomási mezeje bizonyít. Ez a hideg légcsepp a leszakadt hideg örvény (cut-off low) tipikus esete, amely perzisztens feltételt biztosít keleti melegoldali peremháborgások kialakulásához. Ebben a szinoptikus helyzetben, mindvégig a peremháborgás keleti meleg oldalán maradván, május 3-án 14 órától 6-án 22 óráig különböző erősségű és szerveződésű konvektív rendszerek jöttek létre Magyarország területén. Ezek közül legfontosabb az a heves szélvi-

harokkal és jégesővel is kísért instabilitási vonal volt, amely május 4-én haladt át a Dunántúlon. Az instabilitási vonal átvonulásának izochronjait és a kifutó szél maximális szellőké-



2. ábra:

A $\Theta_w = 12^\circ\text{C}$ pszeudo-nedves izentrop felület 1987. május 4-én 12 UTC órákor. A vékony vonal a kihullható vízmennyiség mm-ben. A szaggatott nyíl a meleg nedves szállító szalagot jelöli



3. ábra:

Az 1987. május 4-én átvonult instabilitási vonal izochronjai (vastag vonal), a maximális szellőkések izotahái (vékony vonal) és a tartós csapadék határa (szaggatott vonal)

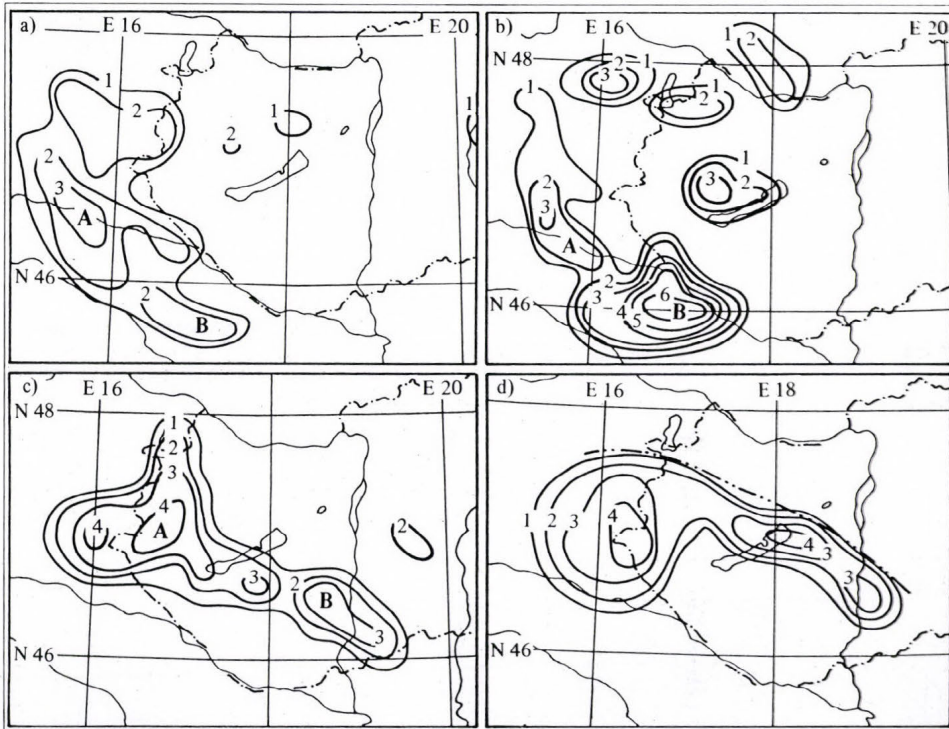
seinek izotacháit a 3. ábra szemlélteti. Az ábrán elhatároltuk azt a területet, ahol május 4-én az instabilitási vonal megjelenéséig, 00–15 UTC között folytonosan, illetve csak kisebb megszakításokkal csapadéktevékenység (eső, zápor) fordult elő.

3. Az instabilitási vonal fejlődésének mezoléptékű analízise

Az előző pontban vázolt szinoptikus helyzetet a hazai szinoptikus irodalom és az előrejelző gyakorlat sem tartja számon heves viharokat okozó helyzetként. Első közelítésben tartós csapadéktevékenység rendelhető hozzá, főleg a Dunántúl térségében. Ezt mutatja a 3. ábrán jelzett csapadéktevékenység területe is.

A szentgotthárdi óránkénti radar megfigyelések 4-én 00 UTC órától több-cellás, váltakozó kiterjedésű csapadék tömböket mutatnak a Dunántúl, Kelet-Ausztria és Horvátország területén. Kisebb tér-idő méretű csapadékos objektumok azonban a Dunától keletre lévő területeken is észlelhetők. A felhőtető magasságok azonban 14 óráig sehol sem haladják meg a 4–6000 m-t, és csak egy-egy cellában észlelnek záport.

A csapadék-cellák vonallá rendeződésének folyamatát a 4a; b; c; d. ábra szemlélteti. A 4a. ábrán 13 UTC órákor megfigyelt csapadékos terület Kelet-Ausztria feletti része



4. ábra:

A radarral becsült csapadékinintenzitás eloszlása 1987. május 4-én a) 13, b) 14, c) 16 és d) 17 UTC órákor.

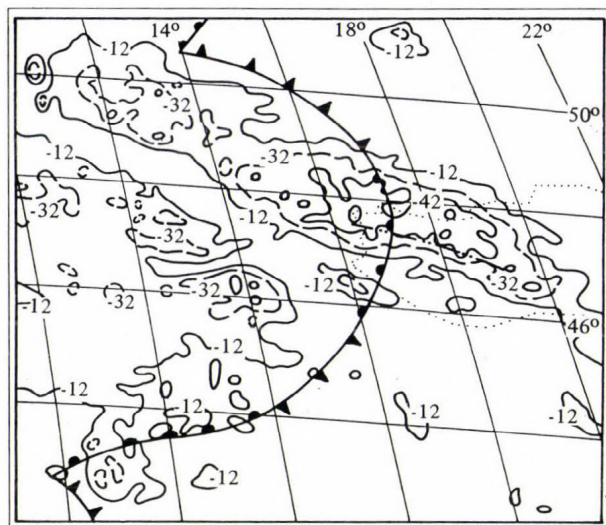
Az izovonalaknál a csapadékinintenzitás kódszámai:

1 ~ 0,15 – 0,35, 2 ~ 0,35 – 0,8, 3 ~ 0,8 – 2,0, 4 ~ 2,0 – 7,6, 5 ~ 4,6 – 11,0, 6 ~ 11,0 – 26,0 mm/órát jelentenek

egységesen kis intenzitású (0,2–0,8 mm/ó), de felhővel teljesen borított terület. A Pohorje- és Bilo-hegység vonulata fölött azonban egy elliptikusan elnyúlt, nagyobb intenzitású (2 mm/ó), A-val jelölt csapadékcella analizálható, amely a Papuk-hegység irányában egy második, bár kevésbé intenzív cellával (B jelű) folytatódik. Ez a második cella a 4b. ábrán láthatóan intenzifikálódik, miközben kisebb csapadékos területek a Dunántúl középső részén is észlelhetők. A 4c; d. ábrán már az A- és B-cellákból összekapcsolódott és vonalba rendezett konvektív objektum azonosítható.

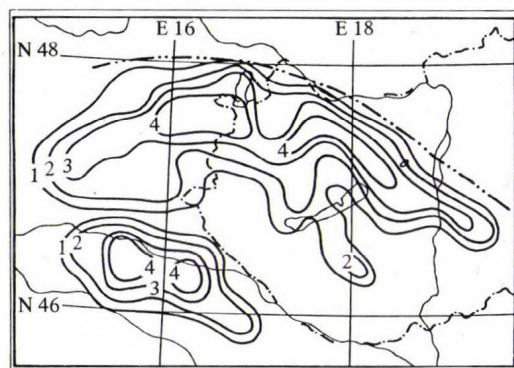
A talajközeli szinoptikus térképen és a mezoszínoptikus térképen az instabilitási vonalat a szélfordulás, az erős kifutó szél és a légnyomási tendencia zérus vonala jelöli ki. A légnyomási mező nem adaptálódik ehhez az instabilitási vonalhoz, szemben a klasszikusnak nevezhető instabilitási vonalakkal, amelyeknél a vonal a hideg fronttal párhuzamosan nyomási teknőkben található, mögötte a zivataros magas nyomásnak megfelelő nyomási gerincel. A talajközeli helyzetről 18 UTC órákor az 1. ábra ad áttekintést.

A vonalba rendezett mezoléptékű konvektív rendszer teljes kiterjedését, szerkezetét a METEOSAT-2 IR kép felhőtető hőmérséklet eloszlása mutatja legátfogóbban. Az instabilitási vonal 18 UTC órakor az 5. ábrán láthatóan csaknem merőlegesen helyezkedett



5. ábra:
A felhőtető hőmérséklet eloszlása a METEOSAT-2 IR műholdképek alapján 1987. május 4-én 18 UTC órákor

el a talajközeli fronthoz képest, és NNW irányban halad át a Dunántúl térségén, miközben Ausztria keleti részére is kiterjedt. A vonalnak a Dunától keletre eső része – a 6. ábrán látható



6. ábra:
A radarral becsült csapadékkéntesség eloszlása 1987. május 4-én 18 UTC órákor

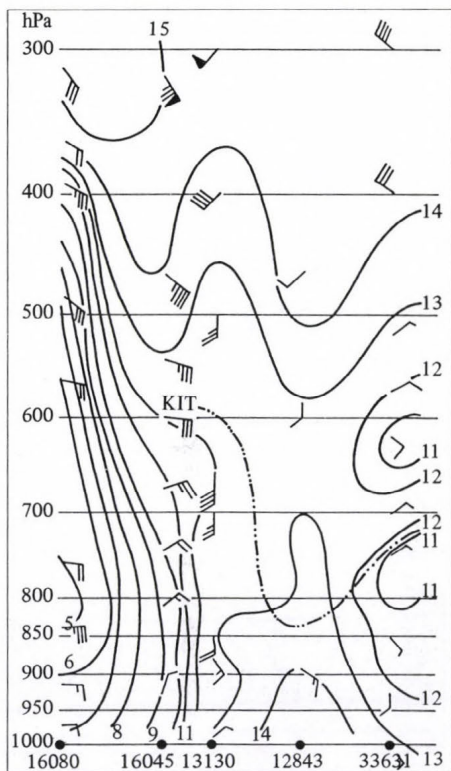
radarral becsült csapadékkéntesség eloszlása szerint – gyengébb, mint a Dunántúl középső részén. A maximális csapadékkéntesség és a leghidegebb felhőtető hőmérséklet gócai a legintenzívebb cellák helyét és a maximális szellőkések területeit is kijelölik.

4. Az instabilitási vonal kialakulásának feltételei

Az instabilitási vonal kialakulását meghatározó szinoptikus folyamatokról a pszeu-donedves izentropikus analízis nyújt áttekintést. A 2. ábra a $\theta_w = 12^\circ\text{C}$ -os izentrop felület izobármezejét és a potenciálisan kihullható vízmennyiség izoplétáit mutatja be 1987. május

4-én 12 UTC órakor. Tekintettel a kvázi-stacionárius hideg légcseppre, az áramvonalak közelítéssel trajektóriáknak tekinthetők, és ezekből kijelölhető egy meleg nedves szállítószalag, amely SSE irányból meredeken emelkedik a horvátországi Papuk-, Medvednica- és Ivanszica-hegység, valamint a szlovéniai Alpok délkeleti vonulatai (Kamni Alpok, Pohorje, stb.) irányába, miközben ez utóbbi térség felett található peremháborgás fölé helyeződik. Az instabilitási vonal a szállítószalag által érintett hegységek mentén alakult ki.

A szállítószalagban a légrétegződés konvektíve instabilis volt ($d\theta_w/dz < 0$). Ezt a pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet Miláno-Ungvár közötti, közelítőleg SSW-ENE irányú vertikális metszetén a Budapest-Zágráb közötti szakasz bizonyítja (7. ábra.) A konvektív



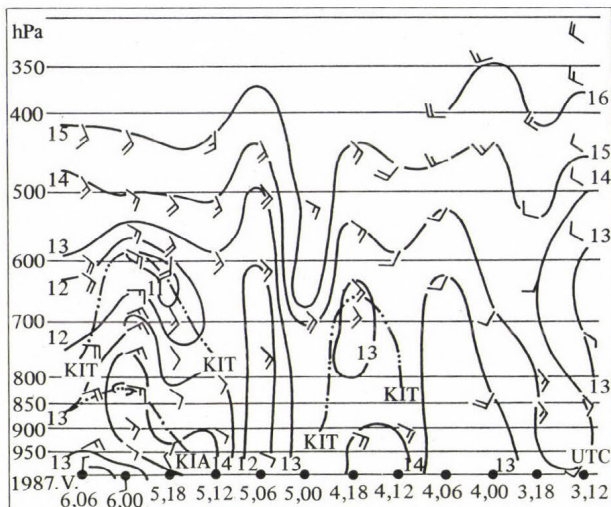
7. ábra:

A pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet (θ_w) térbeli vertikális metszete 1987. május 4-én 12 UTC órakor (KIT: a konvektív instabil réteg teteje)

instabilis réteg alsó határa 1000 hPa-on van, felső határa meredeken emelkedik 850 hPa-ról 600 hPa-ra. A metszet nyugati részén a hideg légcseppet körülzáró pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet izopletái szintén élesen emelkednek 400 hPa fölé.

A konvektív folyamat alakulásáról a Budapesten végzett rádiószondás felszállásokból számított pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet időbeli vertikális metszete is jó áttekintést nyújt (8. ábra). Szembetűnő, hogy az instabilitási vonal átvonulásának időszakában (4-én 12–18 UTC-ig) a légrétegződés a talajtól 650 hPa-ig konvektíve instabilis. A zivartevékenység után, a párolgási hővesztés nyomán a pszeudo-nedves potenciális hőmérséklet csökken, az izopleták süllyednek. További zivatarok 5-én 20 és 6-án 06 UTC között akkor jelentkeznek, amikor egy viszonylag vastag konvektív instabilis réteg alakul ki, amelynek alapja 950 hPa-ról emelkedik 820 hPa-ig, majd süllyed 850 hPa-ra, miközben a réteg teteje legnagyobb magasságát 600 hPa-t 6-án 00 UTC órakor éri el. A legtöbb zivatar is ebben az időben fordult elő, azonban ezeket már nem kísérte szélvihar.

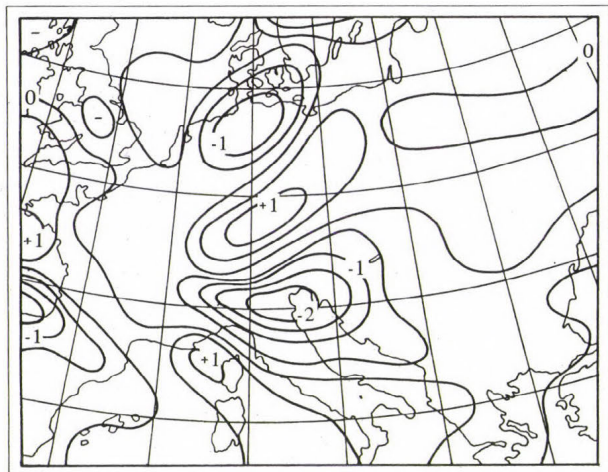
Más irányú vizsgálatok is rámutatnak, hogy a legintenzívebb zivatarok akkor fordulnak elő, ha a konvektív instabilis réteg alsó határa 1000 hPa, és átfogja az egész alsó troposzférát.



8. ábra:

A pseudo-nedves potenciális hőmérséklet (Θ_w) időbeli vertikális metszete Budapest fölött, 1987. május 3-án 12 – 6-án 06 UTC óráig (KIA: a konvektív instabilis réteg alapja)

A konvektív instabilitás felszabadításában esetünkben a domborzat döntő szerepet játszott. Az intenzív cellák a horvátországi hegységek és az Alpok délkeleti vonulatai mentén alakultak ki. A cirkulációs gyorsulás nem járult hozzá az instabilitás felszabadulásához. Ezt Meszlényi és Tünczer (1988) dolgozatából is láthatjuk: a 9. ábra tanúsága szerint a



9. ábra:

A cirkulációs gyorsulás eloszlása a 850 hPa-os szinten $0,5 \cdot 10^{-7} s^{-2}$ egységben. 1987. május 4-én 12 UTC órákor. (Meszlényi és Tünczer, 1988 szerint)

cirkulációs gyorsulás május 4-én 13 UTC-re számított eloszlása az instabilitási vonal kialakulásának térségében kedvezőtlen feltételt jelentett, a frontális cirkuláció leépülését eredményezte. Ezzel szemben az 5. ábrán is láthatóan az Ausztria-Csehszlovákia felé irányuló hideg front térségében a cirkulációs gyorsulás pozitív, amit a -32° -os felhőtető hőmérsékletek eloszlása és a vele kapcsolatos csapadék aktivitás is megerősít.

5. Következtetések

Az esettanulmányból adódó következtetések az alábbiakban foglalhatók össze:

1. A Genovai-öböl, Dél-Franciaország és a Pó-síkság nyugati része fölött elhelyezkedő kvázi-stacionárius, leszakadt hideg légcsepp keleti meleg oldala kedvező feltételt biztosított a peremháborgások fennmaradásához.

2. Az Alpok délkeleti lejtői mentén kialakult peremháborgás centrális része fölé meredeken emelkedő konvektive instabilis rétegződésű, nedves meleg szállító szalagban a domborzat kedvező konfigurációja folytán a konvektív instabilitás vonalba rendezetten szabadult fel.

3. A konvektív instabilitás felszabadításában a cirkulációs gyorsulás a jelen esetben nem játszott szerepet.

4. Az instabilitási vonalat alkotó mezoléptékű konvektív cellák a domborzat legkiemelkedőbb régióiban alakultak ki és identitásukat az összeolvadási folyamat során vonalba rendezetten is megőrizték.

5. A maximális csapadékintenzitás és a leghidegebb felhőtető hőmérséklet gócai kijelölték az instabilitási vonalat alkotó legintenzívebb cellák helyét és ezzel az érintett területen a vonal átvonulását kísérő legveszélyesebb időjárási jelenségek (szélvihar, jégeső, stb) helyét is.

IRODALOM

Browning, K.A., 1985: Conceptual models of precipitation system. *Meteor. Mag.* 114, 293–319.

Bodolai, I., Bodolainé-Jakus, E. and Böjti, B., 1967: Macrosynoptical condition for the formation of Slovenian squall-lines and some properties of cold fronts with thunderstorm. *Időjárás* 71, 129–142.

Bodolainé-Jakus, E. und Vissy K., 1988: Untersuchung des Einflusses der Alpen auf die heftige Stürme herforrufenden Gewitter in Ungarn, unter Einbeziehung von Radar und Satelliten daten. (Előadás a XX. Alpi Konferencián Sestolában, Olaszország)

Carlson, T. N., Benjamin, S. G. and Forbes, G. S., 1983: Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: conceptual model and case studies. *Mon. Wea. Rev.* 111, 1453–1473.

Pintér F. és Tünczer T., 1987: A talajfelszíni hőmérséklet kiszámítása infravörös METEOSAT-WEFAX adatokból. *Beszámoló* 1984. Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 55–61.

Meszlényi Á. és Tünczer T., 1988: A frontális cirkuláció szerepe az instabilitási vonalak kialakulásában. Kézirat

Radioaktív anyagok nagy távolságú terjedése

Gyenes Lajos

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

Az 1986. április 26-án bekövetkezett csernobili baleset, amely Európában veszélyes szennyezettséget okozott, rávilágított a radioaktív anyagok terjedési vizsgálatának fontosságára. Az alábbiakban ismertetésre kerül egy nagy távolságú vizsgálatra alkalmas modell. Ez a forrás közeli körzetére érvényes Gauss-típusú szubmodellből és a távolkörültre alkalmazható szegmentált trajektória szubmodellből tevődik össze. Bemutatásra kerülnek a csernobili adatbázis felhasználásával számított ^{131}I és ^{134}Cs koncentráció és felszíni ülepedési értékek egy kiválasztott trajektória mentén. Budapesti izotóp mérések felhasználásával összehasonlításra kerültek napi számított és mért koncentráció, illetve ülepedési értékek, Magyarországra vonatkozóan. Az eredmények hasznos információkat szolgáltathatnak egy komplex döntési modell kidolgozásához.

*

Investigation of long range transport of radioisotopes in the atmosphere. The Chernobyl accident occurred on April 26, 1986 produced dangerous contamination in Europe. This event pointed out the importance of the investigation of the long range transport of radioactive products. A model describing radionuclide transport on regional and continental scales is presented in this study. The model consist of a Gauss-type submodel to simulate the dispersion in the vicinity of the source and a segmented trajectory submodel applicable in distant areas. Concentrations and depositions of ^{131}I and ^{134}Cs calculated along a selected trajectory are presented using the Chernobyl data base. Applying the results of isotope measurements in Budapest, the calculated and measured daily concentration and deposition values are compared. The results will provide useful information for a more complex decision model.

Bevezetés

Napjainkban egyre bővül azoknak a szennyezőanyagoknak a köre, amelyek a légkörbe jutva az emberiségre nézve közvetlenül vagy közvetve veszélyt jelentenek. Ilyen anyagoknak tekinthetők a radioaktív izotópok. Normál körülmények között ugyan az atomerőművekből nem kerülhet ki jelentősebb mennyiségű radioaktív anyag, balesetek azonban előfordulhatnak. Sajnálatos módon ezt a megállapítást igazolja a csernobili baleset is. A radioaktív anyagok a cirkulációs rendszer hatására a Föld bármely pontjára eljuthatnak, a légkör széles rétegeiben szétszóródhatnak és a felezési időtől, meteorológiai viszonyoktól függően hosszú ideig is a légkörben tartózkodhatnak. Szükség van tehát olyan modellre, amely nyomon követi ezeknek az anyagoknak a terjedését, szóródását, leírja az alapvető kikerülési folyamatokat és meghatározza egy adott hely szennyezettségi szintjét, mégpedig folyamatosan rendelkezésre álló, könnyen hozzáférhető meteorológiai és egyéb adatok felhasználása útján.

A célunk az volt, hogy számos folyamatot leegyszerűsítve olyan modellt hozzunk létre, amelynek input adatigénye nem haladja meg a jelenleg operatív rendelkezésre álló

adatbázist, általános feltételek esetére azonban közelítő becslést ad pontforrásból kikerülő szennyezőanyag területi és időbeli koncentráció- és depozíció-eloszlására vonatkozólag.

1. A modell felépítése

Számításainkhoz trajektóriamodellt alkalmaztunk. Az alkalmazott rácsrendszer Európa térségére vonatkozóan 18x15 rácpontot tartalmaz. A rácpontok távolsága a 60° szélességi körön 300 km, y tengelyének irányítása pedig párhuzamos a 13° hosszúsági körrel. A trajektóriák számítása a meteorológiai viszonyoktól függően, kétféle módon történik.

A vizsgálatok szerint lokális, regionális, illetve kontinentális léptékben más-más modell alkalmazása célszerű. Ennek oka, hogy a forrásból kikerülő szennyezőanyagfelhő alakja, kiterjedése, valamint fizikai paraméterei a transzport során változnak. Lokális léptékben, azaz a forrás néhány száz 10 km sugarú környezetében az empirikus úton levezetett, Gauss-típusú modellek normál meteorológiai körülmények között valóságos koncentrációeloszlást szolgáltatnak (Machta, 1979). A távolság növekedésével azonban a valóságos és számított koncentrációértékek közötti különbség egyre inkább nő. A forrástól távoli körzetekre szegmentált trajektóriamodellt használtunk, amely mellett egyszerű felépítése és viszonylag kis adatigénye szolgált. Ez a modell azonban a forrás körüli területre ad torz eredményeket. Célszerűnek mutatkozott tehát, hogy a forrás körüli 800–1500 km sugarú terület szennyezettségi szintjét a kettő kombinálásával született hibrid modell segítségével írjuk le. Hasonló modellek külföldön már eddig is léteztek (ApSimon et al., 1980; ApSimon és Wilson, 1986; ApSimon, 1985). Ezért a vizsgálat során egy közel- és egy távolkörzetet definiáltunk, amelyekben különböző egyenleteket használtunk a diffúziós folyamatok leírására.

Közelkörzet

A forrás környezetének koncentráció eloszlására a következő Gauss-típusú egyenletet alkalmaztuk, (1), amely szektorátlagolt koncentráció számítására alkalmazott formula (Fekete et al., 1983) kikerülési és átalakulási változata:

$$C_{i,j,t} = \frac{2Qb}{2\pi\sigma_z u} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{H_e}{\sigma_z}\right)^2 - \frac{x_0}{u}\left(\frac{0,693}{\tau} + \frac{v_u}{D_a} + \lambda P^{0,8} + a\right)\right\} t_a^{-0,45} \quad (1)$$

ahol:

- $C_{i,j,t}$ – az (i,j) rácpontban a t időintervallumra vonatkozó átlagos felszínközeli koncentráció, (Bq/m^3);
- Q – emisszió, (Bq/s);
- b – korrekciós tényező, a stabilitás és a távolság függvénye;
- σ_z – függőleges turbulens szóródási együttható, (m);
- u – a vizsgált időintervallumban, a forrás környezetére jellemző átlagoss szélességi sebesség, (m/s);
- x_0 – a számítási pont és a forrás közötti távolság, (m);
- n – a szélnyírás hatását magába foglaló korrekciós tényező, amely empirikus úton lett meghatározva:

$$n = \frac{360}{|\Theta_{850} - \Theta_f|} \quad n = \begin{cases} 72, \text{ ha } |\Theta_{850} - \Theta_f| < 5^\circ \\ 10, \text{ ha } |\Theta_{850} - \Theta_f| > 36^\circ \end{cases} \quad (2)$$

- Θ_{850}, Θ_f – a 850 hPa-os szinten, illetve a felszínen a szél iránya, fok;
- H_e – a kibocsátás effektív magassága, (m);
- τ – a vizsgált radioaktív izotóp felezési ideje, (s);
- v_u – száraz ülepedési sebesség, (m/s);

- D_a – a fáklya átlagos vertikális kiterjedése, (m);
 λ – a vizsgált anyagra jellemző kimosódási együttható, l/s (óra/mm);
 P – a csapadék átlagos intenzitása a közelkörzeten belül, (mm/óra);
 t_a – az átlagolási időszakra vonatkozó korrekciós tényező;
 a – empirikus úton meghatározott átalakulási együttható, (l/s).

A trajektória mentén az a forrástól vett maximális távolság, ameddig a fenti egyenletet érvényesnek fogadjuk el, 60 km. Ezen a távolságon belül a koncentrációeloszlást addig a pontig írjuk le az (1) egyenlettel, ameddig a fáklya teteje, $(H_e + 1.25 \sigma_z)$ el nem éri a forrás környezetére és az adott időszakra jellemző maximális keveredési magasságot. A fáklya tengelyére merőleges metszetet tekintve, horizontális irányban homogén eloszlást tételezünk fel, a koncentráció azonban a szóródási szektor nagyságától, azaz közvetve a fáklyát tartalmazó légréteg szélnyírásától, valamint a légkör stabilitásától egyaránt függ.

Távolkörzet

A számítások a trajektóriák menti szegmensekre, illetve rácspontokra történnek. A szegmensek végpontjai Lagrange-i módon advektálódnak és minden szegmens az egymást követő időperiódusok között a fáklya egy-egy szakaszának viselkedését írja le (WMO, 1979). A modell kvázi kétszintes. Az alsó szint felső határa egybeesik az aktuális időlépcsőbeli maximális keveredési magasság trajektóriaszegmensen belüli átlagával. Ebben az alsó rétegben homogén koncentrációeloszlást tételeztünk fel. A vizsgált réteg felső határát 2500 m-nek vettük. A 2500 m és az alsó szint felső határa közötti légréteget 50 m vastag stabil rétegekre osztottuk, amelyek számítástechnikailag külön-külön kezelhetők, és bennük homogén az eloszlás. Egy adott trajektóriaszegmens mentén figyelembe vett stabil rétegek száma:

$$W = (2500 - H_{i,j,k})/50 \quad (3)$$

ahol:

$H_{i,j,k}$ – az aktuális maximális keveredési magasság.

A trajektória modell kiindulási koncentrációját a Gauss-modell által a két körzet határára számított értékek vertikálisan integrált átlaga adja meg. A modellben a horizontális irányú diszperziót empirikus úton közelítjük, mégpedig úgy, hogy a horizontális szóródási szektor szélessége az idő függvényében változik. A kiindulási sektorszélesség:

$$y_0 = (2\pi x_0)/n \quad (4)$$

A trajektória modell kezdetétől a szektor szélessége lineárisan növekszik és a következő egyenlettel adható meg:

$$y_1 = 1.25 (t_1 - t_0) + y_0, \quad (5)$$

ahol:

- y_1 – a szektor szélessége az l trajektóriaszakasz végpontjában, (m);
 n – a trajektória indulásától az adott pontba érkezéséig eltelt idő, (s);
 t_0 – az az időtartam, amely alatt a radioaktív felhő a két körzet határpontjába érkezik, (s).

A szélirányú horizontális diszperzió elhanyagolható, hiszen az az advekcióhoz képest kicsi. Általános esetben egy szegmens végpontjában a felszíni koncentráció a kikerülő folyamatokon és a szektor szélességén túl, az aktuális és az azt megelőző szegmens menti

keveredési magasságtól, ezáltal pedig a stabil rétegek számától is függ. A legalsó rétegekben a koncentráció *Henmi* (1979) alapján, a következő módon kerül kiszámításra:

$$C_{l,0} = C_x \frac{y_{l-1}}{y_l} \exp \left\{ - \left(\frac{0,693}{\tau} + \frac{v_0}{H_l} + \lambda P_l^{0,8} + a \right) t \right\}$$

$$C_x = \begin{cases} C_{l-1,0} + \sum_m C_{l-1,m} & \text{ha } H_{l-1} < H_l \\ C_{l-1,0} & \text{ha } H_{l-1} \geq H_l \end{cases} \quad (6)$$

ahol:

- $C_{l,0}$ – az l trajektóriaszegmens végpontjában az alsó rétegbeli átlagkoncentráció, (Bq/m^3);
- $C_{l,m}$ – a H_{l-1} és H magasságú szintek közötti (m) stabil rétegben az átlagkoncentráció, (Bq/m^3);
- H_l – a trajektóriaszegmens mentén az átlagos keveredési magasság, (m);
- t – a trajektóriaszegmensre vonatkozó átlagolási idő, (s);
- P_l – a szegmensre átlagolt csapadékkintenzitás, (mm/óra).

A kapcsos zárójelen belül az első tag a radioaktív bomást, a második a száraz ülepedést, a harmadik a csapadék általi kimosódást, míg az utolsó az átalakulásokat reprezentálja. A stabil rétegekre vonatkozó egyenlet:

$$C_{l,m} = C_x \frac{y_{l-1}}{y_l} \exp \left\{ - \left(\frac{0,693}{t} + \lambda P_l^{0,8} + a \right) t \right\}$$

$$C_x = \begin{cases} C_{l-1,0} & \text{ha } H_l < h_m < H_{l-1} \\ C_{l-1,0} & \text{ha } h_m > H_l \text{ és } h_m > H_{l-1} \end{cases}$$

$$C_{l,m} = C_{l,0} \quad \text{ha } H_{l-1} < h_m < H_l$$

ahol:

- $C_{l,m}$ – az l trajektóriaszegmens végpontjában, az (m), stabil rétegben az átlagkoncentráció, (Bq/m^3);
- h_m – az m stabil réteg magassága, (m).

Amennyiben az aktuális szegmens mentén a kevert réteg magasabb, mint az előző szegmens mentén, úgy a két felső határ közötti stabil rétegekből szennyezőanyag keveredik az alsóbb rétegbe.

Fordított kevert réteg elrendeződés esetén az alsó homogén eloszlású rétegből kerül a magasabb régiókba szennyezőanyag, úgy, hogy a felszínközeli rétegektől izolálódik. Ezáltal egy nem egyenletes vertikális koncentráció profil jön létre, amely közvetett módon tartalmazza a föld-légkör rendszer hőháztartásában rejlő ingadozásokat. A modellben kiszámításra kerül a száraz ülepedés, illetve a csapadék általi kimosódás útján a felszínre ülepedett radioaktív anyag mennyisége is. A rácspontbeli koncentráció és az ülepedési sebesség ismeretében a következő módon számítható ki a száraz ülepedés útján, egy adott helyen a felszínre került szennyezőanyag:

$$D_{sz,i,j,t} = C_{i,j,t} v_0 \quad (8)$$

ahol:

- $D_{sz,i,j,t}$ – az (i, j) rácspontban száraz ülepedés útján a felszínre került radioaktív anyag, ($\text{Bq/m}^3 \text{s}$);
- $C_{i,j,t}$ – az (i, j) rácspontban, a t időintervallumban a felszínközeli rétegbeli átlagkoncentráció, (Bq/m^3).

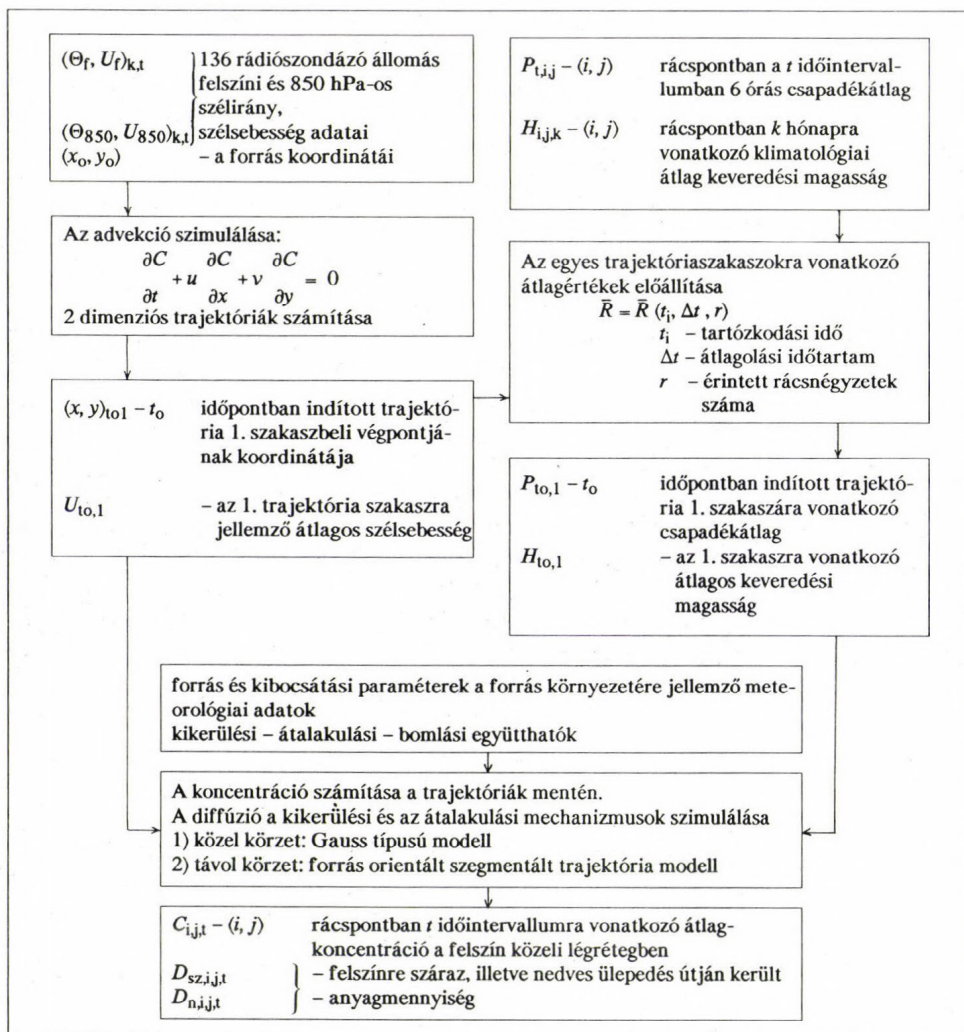
A nedves ülepedés mértéke:

$$D_{n,i,j,t} = \lambda P_{i,j,t}^{0,8} H_{i,j,k} (C_{i,j,t} + \sum_m C_{i-j-t-m}) \quad (9)$$

ahol:

- $D_{n,i,j,t}$ – az (i, j) rácspontban, nedves ülepedés útján a felszínre került radioaktív anyag, $(\text{Bq}/\text{m}^3 \text{s})$;
 $C_{i,j,t,m}$ – az (i, j) rácspontban, a (t) időintervallumban, az (m) stabil rétegbeli átlagkoncentráció, (Bq/m^3) ;
 $P_{i,j,t}$ – az (i, j) rácspontban a csapadék intenzitása;
 $H_{i,j,k}$ – az (i, j) rácspontban az adott k hónapra vonatkozó klimatológiai átlagos keveredési magasság.

A csapadék általi kimosódásnál feltételezzük, hogy az általunk vizsgált teljes lég-csop a felhőzet alatt helyezkedik el. A modell működési sémája az 1. ábrán látható.



1. ábra: A modell működési sémája

Alapvetően három modulból tevődik össze. Az elsőben a trajektóriák kerülnek kiszámításra, a másodikban meteorológiai adatok rácsponti értékeinek előállítása, míg a harmadikban a szegmensek végpontjaiban, illetve a rácspontokban a koncentráció és depozíció értékek adott időlépcsőbeli értékeinek, valamint napi átlagértékeknek a kiszámítása történik.

A következő fejezetben a felhasználásra kerülő adatbázist ismertetjük.

2. A modell adatbázisa

Meteorológiai paraméterek. A modellhez a következő meteorológiai tényezők, illetve ezekből lezármaztatott, a légkör állapotát jellemző paraméterek szükségesek (Szepesi et al., 1987):

- szélmező,
- csapadék,
- a légkör stabilitása,
- keveredési magasság.

A kikerülési körülményekre tekintettel, a 850 hPa-os főizobárszintet fogadtuk fogadtuk el a vezetőáramlás szintjének. A forrás környezetében azonban, ahol a kezdeti szóródásban még jelentősebb szerepe van a szélmezőnek, főként a szélnyírásnak, a felszíni széladatokat is figyelembe vettük. Az interpoláció Európa 136 rádiószondázó állomásának adatai alapján történt. A csapadék szerepe nagy fontosságú a szennyezőanyagok kimosódását, felszínre történő ülepedését tekintve. Jelen vizsgálathoz a folyamatosan rendelkezésre álló hat órás csapadéktérképek alapján interpoláltunk a rácspontok metszéspontjaiba csapadékösszegeket úgy, hogy ezeket az átlagokat a metszéspontot, mint középpontot tartalmazó rácsnégyszetekre tekintettük reprezentánsnak.

A légkör stabilitása főként a kezdeti szóródási folyamatokat befolyásolja erőteljesen. Megállapításához szükség van a szennyezőanyagot magába foglaló légréteg vertikális hőmérsékleti profiljára. Jelen vizsgálathoz ilyen profilok nem álltak rendelkezésre, így az éjszakai és a reggeli időszakra stabilis, míg a nappali és esti órákra normál, illetve pozitív izoterm légrétegződést vettünk figyelembe.

A kevert réteg vastagsága jelentősen hat a szennyezőanyag vertikális eloszlására. A modellben az alsó réteg vastagságát adja meg, értékét a trajektóriák mentén folyamatosan meg kell határozni. Kiszámításához a napi maximális hőmérséklet, a reggeli 6 órai hőmérséklet profil, valamint az éjszakai átlagos szélesebség szükséges (Fekete et al., 1983). A vizsgálat idején azonban pontos előállítására nem volt lehetőség, ezért a keveredési magasság adott időszakra vonatkozó klimatológiai átlagának európai eloszlását vettük alapul.

Emisszió, forrás és szennyezőanyag paraméterek. A számításokhoz szükség volt a forrást jellemző kikerülési paramétereknek, valamint az emisszióknak a becslésére. Az egyes radioaktív izotópok figyelembe vételéhez nagy segítséget jelentett az a szovjet jelentés, amely a csernobili baleset körülményeivel foglalkozott (Nemzetközi Atomenergia Ügynökség, 1986); a kibocsátott radioizotópok eloszlása, az egyes izotópok kikerülésének időbeli lefutása és mennyisége alappillért jelentik a koncentráció számításának. Amennyiben ezek az adatok nem állnak rendelkezésre, az atomerőmű típusa, illetve teljesítménye alapján lehet becslést adni az emisszióra vonatkozóan (Slade, 1968). A szovjet tudósok mérései alapján (N. A. Ügynökség, 1986), valamint az izotópok felezési idejének a figyelembe vételével számítottuk ki a vizsgált időszakokra a ^{131}I és ^{134}Cs izotópok napi átlagos emisszióit. Elfogadtuk azt a becslést is, amely szerint az erőműből kijutó radioaktív anyag kb. 40 %-a az erőmű 50 km sugarú körzetében ülepedett le.

A vizsgálathoz a jód és a céziumot választottuk ki. A jód esetében külön végeztük a számításokat gőz, illetve aeroszol fázisra. Ezt az indokolta, hogy a különböző fázisokban eltérő tulajdonságúak, így a kikerülési mechanizmusok eltérő módon hatnak rájuk. Emellett feltételeztük, hogy a gőzfázisban lévő jód, egy része fokozatosan jód aeroszollá alakul át. A mérések is igazolták a jód kétféle légköri előfordulását, bár erre vonatkozóan konkrét adataink csupán a KFKI mérései alapján vannak (Deme és Láng, 1986).

A számítások során három alapvető kikerülési mechanizmust, illetve a jódgőz átalakulását vettük figyelembe. A radioaktív bomlás hatására történő aktivitáscsökkenést a felezési idő egyértelműen meghatározza. A száraz ülepedés hatásának a figyelembe vétele meglehetősen nehéz. Mérések, megfigyelések útján az egyes anyagokra jellemző ülepedési tartományokat állapítottak meg (Barabás, 1982). Megfelelő információk hiányában ezek közül a baleset időpontját figyelembe véve képeztünk átlagértékeket.

A nedves ülepedés alapvetően a csapadék mennyiségétől és érintenzitásától függ. Nem állandó kikerülési folyamatot jelent tehát, ám nagy csapadékszónákban a légkör radioaktív izotóp tartalmának jelentős része a felszínre, talajba kerülhet. Az egyes radioaktív anyagok egyedi tulajdonságainak jellemzésére pedig a szakirodalomban leginkább elfogadott együtthatókat használtuk fel.

Az I. táblázatunk tartalmazza a jód és a cézium, számításainkban használt átalakulási és kikerülési együtthatóit, valamint a felezési időket.

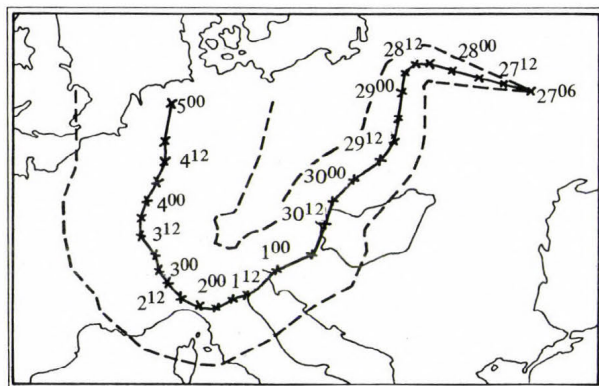
I. táblázat:

A ^{131}I és ^{134}Cs izotópokra jellemző kikerülési és átalakulási együtthatók (ApSimon et al., 1980)

Izotóp		Felezési idő	Átalakulási együttható sebesség [1/s]	Száraz ülepedési [cm/s]	Kimosódási együttható [1/s]
^{131}I	gőz	8 nap	$5 \cdot 10^{-7}$	0,3	$1,5 \cdot 10^{-5}$
	aeroszol			0,3 – 0,4	$5 \cdot 10^{-5}$
^{134}Cs		2,1 év	–	0,3	$5 \cdot 10^{-5}$

3. Eredmények

A számításokat az 1986. április 27. és május 5. közötti időszakban induló trajektóriák mentén végeztük el, hat órás időlépcsőt alkalmazva. Ebben az időszakban került ki a sérült reaktorból a sugárzó anyagok többsége. A számításokat a trajektória-szegmensek határpontjaira, valamint rácspontokra végeztük el. Bemutatás céljából egy olyan trajektóriát választottunk ki, amely – összehasonlítva a különböző trajektória-számítások eredményeit – kis ingadozást mutatott, és áthaladt Magyarország területén.



2. ábra:

A csernobili atomerőműtől kiinduló trajektória. (Az indítás időpontja: 1986. április 27. 06 GMT, (a), 1986. május 4. 00 GMT, b)). A középvonal mentén látható értékek a radioaktív felhő adott pontba érkezési idejét, a szaggatott vonalak a szóródási szektor határait jelölik.)

A kiválasztott trajektória, a szóródási szektorokkal és az áthaladási időpontokkal együtt a 2. ábrán látható. A trajektóriák mentén a szóródási szektorokon belül kiszámítottuk a ^{131}I és ^{134}Cs izotópok alsó, kevert rétegbeli koncentrációit, valamint a száraz, illetve nedves ülepedés útján a felszínre került izotópmennyiséget. Az április 27. 06 GMT időpontban induló trajektória mentén végzett számítások eredményeit a II. táblázat tartalmazza. Megfigyelhető, hogy jódgőz esetén mind a koncentráció, mind az ülepedési értékek kb. két nagyságrenddel csökkentek a kibocsátástól számított két nap elteltével. A jódgőz és a jódaeroszol koncentrációja közötti különbség a transzport során fokozatosan csökkent, és főként a meteorológiai viszonyoktól függően 7–10 nap után ^{131}I összaktivitásán belül közel azonos részarányt képviseltek. A ^{134}Cs izotóp koncentrációja ugyanezen időszak során jóval kisebb mértékben változott. Az ülepedési értékek a hat óra alatt a felszínre ülepedett izotópmennyiséget jelentik. A számított és mért értékek összevetéséhez, illetve egy adott hely szennyezettségi szintjének megállapításához kiszámítottuk a hat órás kibocsátásokból származó radioaktív felhőkből az egyes rácpontokba jutó ^{131}I és ^{134}Cs koncentráció – és ülepedési értékeket. Ezekből, az áthaladási időintervallumok ismeretében, a napi mérési időszakokhoz igazodó átlagértékeket képeztünk, amelyek már összevethetők a mért értékekkel.

II. táblázat:
Számított jód, illetve cézium koncentráció (Bq/m^3) és hatórás ülepedés (Bq/m^2) értékek az április 27. 06 GMT időpontban kiinduló trajektória mentén

Izotóp neve	27,18	28,06	28,18	29,06	29,18	30,06	30,18	1,06	2,06	3,06
	Számítás időpontja (nap, óra)									
$^{131}\text{I}_g$	koncentráció									
	131,7	59,5	35,3	22,8	16,7	11,3	8,2	6,1	3,6	2,2
	száraz ülepedés									
	8537,6	3884,9	2285,1	1477,9	1084,4	731,9	531,2	396,7	231,5	145,7
$^{131}\text{I}_{aer}$	nedves ülepedés									
	–	–	–	–	–	691,2	–	–	–	129,9
	koncentráció									
	17,1	16,4	10,3	7,0	7,5	6,4	5,5	4,7	2,9	2,2
$^{131}\text{I}_o$	száraz ülepedés									
	1481,2	1418,8	889,4	609,7	649,7	549,4	471,2	410,6	247,2	188,9
	nedves ülepedés									
	–	–	–	–	–	1297,2	–	–	–	421,1
^{134}Cs	koncentráció									
	148,8	76,3	45,6	29,8	24,2	17,7	13,7	10,8	6,5	4,4
	ülepedés									
	10 018,8	5303,7	3174,5	2087,6	1734,1	3269,7	1002,4	807,3	478,7	885,6
$^{134}\text{Cs}_s$	koncentráció									
	7,4	4,0	2,6	2,0	1,6	1,1	0,9	0,8	0,6	0,4
	száraz ülepedés									
	160,6	85,7	58,2	43,3	35,7	24,7	20,4	17,3	13,0	9,5
$^{134}\text{Cs}_n$	nedves ülepedés									
	–	–	–	–	–	233,5	–	–	–	4,9

A III. táblázatban a számított átlagértékek, a KFKI (Deme és Láng, 1986) mérések eredményei, valamint a mért és számított értékek részarányai találhatók. Az esetek nagy részében magasabbak voltak a számított, mint a mért koncentráció-értékek, a hányadosaik pedig kétszeres faktoron belül ingadoztak. Itt néhány esetben ezek az eltérések a számítási módszer hibáin túl, magyarázhatók a mérési pontatlanságokkal is. A felszínre ülepedett radioaktív anyag újraaktivizálódása következtében, valamint a trajektória-modellben figyelembe nem vehető áramlatoknak köszönhetően azokban az esetekben is kimuattak radioaktív anyagokat a légkörben, illetve a felszínen, amikor a számítások szerint nem haladt át trajektória a vizsgált területen. Ez utóbbi tényezőket a modell jelenleg nem veszi figyelembe.

III. táblázat:

A modell által számított és a mért ^{131}I értékek (KFKI), valamint százalékos arányuk a csernobili balesetet követő négy napon

	Koncentráció (Bq/m ³)		Szár az ülepedés (Bq/m ²)		Nedves ülepedés (Bq/m ²)		Koncentráció (Bq/m ³)	Ülepedés (Bq/m ²)
	$^{131}\text{I}_g$	$^{131}\text{I}_{aer}$	$^{131}\text{I}_g$	$^{131}\text{I}_{aer}$	$^{131}\text{I}_g$	$^{131}\text{I}_{aer}$	^{134}Cs	^{134}Cs
április 28-án 08 ^h -tól – 30-án 08 ^h -ig								
Számított	2,4	1,1	480,0	363,0	455,0	856,0	0,2	≈ 100,0
Mért	4,0	0,9	–	–	–	–	0,1	<1000,0*
Mért/számított %	166,0	81,0	–	–	–	–	50,0	?
április 30-án 08 ^h -tól – május 1-én 08 ^h -ig								
Számított	6,4	3,1	1866,0	1143,0	230,0	432,0	0,6	52,0
Mért	4,6	1,9	–	–	–	–	0,3	70,0
Mért/számított %	71,0	61,0	–	–	–	–	50,0	134,0
május 6-án 08 ^h -tól – 7-én 08 ^h -ig								
Számított	7,7	3,5	516,0	266,0	–	–	1,2	105,0
Mért	3,8	3,7	–	–	–	–	0,5	14,6
Mért/számított %	49,0	105,0	–	–	–	–	41,0	13,0
május 7-én 08 ^h -tól – 8-án 08 ^h -ig								
Számított	10,0	4,0	1600,0	1400,0	–	–	1,2	106,0
Mért	7,4	2,2	–	–	–	–	0,3	6,3
Mért/számított %	74,0	55,0	–	–	–	–	25,0	5,0
Átlagos mért/számított %	90,0	75,0	–	–	–	–	41,5	50,6

* a baleset kezdetétől IV. 30 08 GMT-ig kiülepedett összes radioaktív izotópmennyiség

4. Következtetések

Célunk olyan egyszerűen kezelhető modell létrehozása volt, amely alkalmas radioaktív izotópok nagy távolságú terjedésének közelítő leírására, illetve amelynek segítségével megbecsülhető a kikerült anyagok területi eloszlása a légkörben és a felszínen. Az egyszerű szerkezetet indokolták az adatszolgáltatás hiányosságai is, nevezetesen az, hogy csupán 12 óránként állnak rendelkezésre magassági meteorológiai információk, és azok is csupán néhány főzobár szintre vonatkozóan. A számítások és mérések összehasonlítása szerint a fentiek figyelembe vételével létrehozott modell normál meteorológiai körülmények között, mind a légköri koncentrációt, mind pedig a felszíni ülepedést illetően nagyságrendileg jó közelítést ad. A legnagyobb bizonytalansági tényezőt a trajektóriák meghatározása jelenti. Azokon a területeken, ahonnan nincs a birtokunkban orografikus tényezőket is figyelembe véve megfelelő sűrűségű adatbázis, a trajektóriák hibái a koncentráció-eloszlásban lényeges torzulást okozhatnak.

IRODALOM

- ApSimon, H. J., 1985: Long-range atmospheric dispersion of radioisotopes – I. The Mesos modell *Atm. Env.* 19, 99–111.
- ApSimon, H. M. and Wilson J. J., 1986: Preliminary analysis of dispersion of the Csernoby release. Imperial College, London
- ApSimon H. M., Goddard, A. J. H. and Wrigley J., 1980: *Estimating the Possible Transfrontier Consequences of Accidental Releases. The MESOS Model for Long-Range Atmospheric Dispersion.* Imperial College of Science and Technology. London U. K.
- Barabás, K., 1982: *Atmospheric dispersion models related to radionuclide discharges.* IAEA-Vienna
- Deme S. és Láng E., 1986: KFKI Sugárvédelmi főosztályának mérései a cselnobili atomerőmű balesetének következtében létrejött sugárzási helyzetről. *Előzetes beszámoló. KFKI-1986-42/K.*
- Fekete K., Popovics M. és Szepesi D., 1983: Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. *OMSZ Hivatalos Kiadványai LV. kötet*
- Henmi T., 1979: Long-range transport model of SO₂ and sulfate and its application to the Easter U. S. *WMO – No. 538*, 321–328.
- Iványi Zs. és Mersich I., 1981: Atomerőművek által kibocsátott, sugárzó anyagok terjedése a légkörben. *Időjárás* 85, 245–256.
- Machta, L., 1979: A handbook to estimate climatological concentration, deposition and horizontal fluxes of pollutants on a regional scale. *Technical Report; No. 11.* Chelsea College, University of London
- Nemzetközi Atomenergia Ügynökség, 1986. augusztus: A Szovjetunió Állami Atomenergia Bizottságának jelentése a csernobili atomerőmű balesetről
- Slade, D. H., 1968: *Meteorology and Atomic Energy.* U. S. Atomic Energy Commission
- Szepesi D., Popovics M. és Gyenes L., 1987: A csernobili reaktorbaleset sugárszennyezésének levegőkörnyezeti vonatkozásai Európában és Magyarországon. *Magyar Villamos Művek Tröszt Közleményei*, 1987/3.
- WMO, 1979: Symposium on the long-range transport of pollutants and its relation to general circulation including stratospheric/tropospheric exchange processes. *WMO – No. 538.* Sofia

GOUDIE, ANDREW: *The Nature of the Environment* (A környezet természete.)
 Második, bővített kiadás. Basil Blackwell, Oxford, Cambridge, 1989. XII + 370 oldal,
 188 ábra, 50 táblázat, 131 fénykép és az ajánlott irodalom rövid jegyzéke.

Napjainkban egyre több országban vetődik fel a környezetvédelem kérdése. Hivatalos állami szervek, politikai pártok és természetvédő szervezetek egyaránt megtalálhatók a téma iránt érdeklődők között. A környezetvédelem problémáiról különböző felkészültségű és előképzettségű személyek tesznek közzé nyilatkozatokat. Általában természettudományi vagy műszaki végzettségűek, de szép számmal vannak közöttük közgazdászok és jogászok is. Általános probléma a felsőfokú környezetvédelmi szakemberképzés hiánya. Hazánkban a környezetvédelmi igazgatóságok munkatársai többnyire geológus, hidrológus, mérnök vagy agrármérnök végzettséggel rendelkeznek. A felsőfokú tantervekben viszont nagyon esetleges és rendszerezetlen a témakör tárgyalása. Ismereteink szerint egyedül a Műszaki Egyetem indít rendszeres kurzusokat – posztgraduális képzési formában.

A környezetvédelmi képzés bevezető tankönyveként mindenki számára ajánlható Andrew Goudie szép kiállítású és gazdagon illusztrált könyve. Goudie a természeti földrajz professzora az Oxfordi Egyetemen. A tankönyv első kiadása 1984-ben jelent meg és 4 év alatt háromszor nyomtatták újra. Ez a szép siker készítette a szerzőt a könyv bővített kiadásának megjelentetésére. (Azóta a bővített kiadást is újranyomták.)

A könyv, amely gazdag gyűjteménye természeti és gazdasági földrajzi, meteorológiai, geológiai, talajtani és növénytani ismereteknek, 5 részből, részletesebben 16 fejezetből áll. Az első rész két fejezete környezetünk megismerésének geológiai és meteorológiai alapvetését adja meg. A meteorológiával foglalkozó fejezet a légkör szerkezetének ismertetésétől indulva leírja Földünk éghajlati öveinek sajátosságait, bemutatja a csapadék és a hőmérséklet globális eloszlását és a hidrológiai ciklust. Részletes magyarázatát kapjuk annak, hogyan határozzák meg az éghajlati viszonyok a talajtípusokat, a vegetációt, az egyes éghajlati övek flóráját és faunáját. Külön alfejezet foglalkozik a klímaváltozások következményeivel, bár klímaváltozáson a szerző ezúttal csak a glaciális és interglaciális korszakok periódikus váltakozását érti a Milankovics–Bacsák elmélet szerint. Az éghajlattani kutatásokban az utóbbi időben reflektorfénybe került klímaváltozási kérdések tárgyalására később kerül sor.

A második rész 4 fejezete éghajlati adatok alapján négy övezetre osztja Földünket. A sarki övezet bemutatásakor a vegetáció és az állatvilág sajátosságai mellett a jégtakaró tulajdonságairól és viselkedéséről olvashatunk részletesen. A mérsékelt égöv leírása ismét gazdag tárháza meteorológiai ismereteknek. Megtudhatjuk az olvasó, hogyan jönnek létre eltérő tulajdonságú légtömegek határán ciklonok és anticiklonok a nyugati szelek övében. A fejezetet a jellemző talajtípusok és a jellemző növénytakaró bemutatása zárja. A sivatagi övről és a trópusokról szóló fejezet gondolatmenete megegyezik az első fejezetével.

A könyv harmadik részében egy másik lehetséges osztályozás logikáját követve a hegységek és a partvidékek természetföldrajzi bemutatását találjuk. Igen érdekes az emberi beavatkozás hatásainak ismertetése. A szerző a negyedik részt méretezte a

legbővebbre. A 7 fejezet környezetünk elemeivel egyenként foglalkozik. A bioszféra, a litoszféra, a pedoszféra és a hidroszféra leírása mellett önálló fejezet tárgyalja a hidrológiai ciklust. A fejezet alapján betekintést nyerhetünk alapismeretek szintjén a felhő- és csapadékképződés fizikájába. A hidrológiai ciklus szemléltetését viszont pontosabbá tehetné volna néhány jellemző számadat. Igen újszerű az emberi épített környezet egységes leírása az utolsó fejezetben. A városklímától a levegő és a vizek szennyezésének problémáin át a városokban élő állatok leírásáig terjed az áttekintés.

Az utolsó rész egyetlen fejezetbe tömöríti annak a szemléletmódnak a népszerűsítését, hogy az ember csak élő és élettelen környezetével együtt alkot egységes egészet, és meg kell találnunk a harmonikus kölcsönhatások lehetőségeit.

A tankönyv írója hatalmas ismeretanyagot halmozott fel. Minden fejezetet, minden témát ábrák és táblázatok bemutatásával tesz szemléletessé és gazdag fénykép-anyag gondoskodik arról, hogy megismerhessük a természet kutatóinak arcmását és élénk táruljon Földünk felszínének és légkörének gazdag változatossága. A könyv függeléke a tanulást segítő feladatokat, valamint a további érdeklődők számára fejezetenként 4–10 tételből álló irodalomjegyzéket tartalmaz. Részletes szövszedetet találunk a kötet végén. A könyvet mindazoknak ajánljuk, akik a természet oldaláról szeretnének a környezetvédelem kérdéseire közelíteni. Meteorológus szakemberek a légkörrel kapcsolatban álló földi szférákról kaphatnak hasznos ismereteket.

Gyúró György

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

an international journal

CONTENTS

Volume 25A Number 3/4 1991

International Conference on Aerosols and Background Pollution

Aerosol Climatology

Review Article

- J. W. Fitzgerald* 533 Marine aerosols: a review

General Papers

- M. H. Smith.* 547 North Atlantic aerosol remote concentrations measured at a Hebridean coastal site

P. M. Park and I. E. Consterdine

- S. G. Jennings, C. D. O'Dowd,* 557 Physical characteristics of the ambient aerosol at
T. C. O'Connor and F. M. McGovern Mace Head

- T. C. O'Connor and* 563 Aerosol climatology measurements with a
F. M. McGovern Nolan-Pollak counter

- M. J. Harvey, G. W. Fisher,* 569 Summertime aerosol measurements in the Ross Sea
I. S. Lechner, P. Isaac, N. E. Flower region of Antarctica
and A. L. Dick

- P. Brand, J. Gebhart, M. Below,* 581 Characterization of environmental aerosols on
B. Georgi and J. Heyder Heligoland Island

- S. Bürgermeister and H.-W. Georgii* 587 Distribution of methanesulfonate, nss sulfate and dimethylsulfide over the Atlantic and the North Sea

- J. C. H. Van der Hage* 597 Background aerosol and electric conductivity of marine Atlantic air

- W. R. Leitch and G. A. Isaac* 601 Tropospheric aerosol size distributions from 1982 to 1988 over eastern North America

- J. Heintzenberg, J. Ström,* 621 Vertical profiles of aerosol properties in the summer
J. A. Ogren and H.-P. Fimpel troposphere of central Europe, Scandinavia and the Svalbard region

Aerosol Instrumentation

- U. Baltensperger, H. W. Gäggeler,* 629 Continuous background aerosol monitoring with the
D. T. Jost, M. Emmenegger epiphaniometer
and W. Nüegeli

- A. D. Clarke* 635 A thermo-optic technique for in situ analysis of size-resolved aerosol physicochemistry
- P. H. Kaye, N. A. Eyles, I. K. Ludlow and J. M. Clark* 645 An instrument for the classification of airborne particles on the basis of size, shape, and count frequency
- P. C. S. Devara and P. Ernest Raj* 655 Study of atmospheric aerosols in a terrain-induced nocturnal boundary layer using bistatic lidar

Aerosol Composition and Removal

- I. Borbély-Kiss, L. Bozó, E. Koltay, E. Mészáros, Á. Molnár and Gy. Szabó* 661 Elemental composition of aerosol particles under background conditions in Hungary
- C. A. Pio, I. M. Santos, T. D. Anacleto, T. V. Nunes and R. M. Leal* 669 Particulate and gaseous air pollutant levels at the Portuguese west coast
- G. J. Keeler, J. D. Spengler and R. A. Castillo* 681 Acid aerosol measurements at a suburban Connecticut site
- J. van Daalen* 691 Air quality and deposition of trace elements in the province of South-Holland
- J. R. Stedman* 699 Measurements of background sulphur and scavenging ratios at a site in the west of Northern Ireland
- J. Porstendörfer, G. Butterweck and A. Reineking* 709 Diurnal variation of the concentrations of radon and its short-lived daughters in the atmosphere near the ground
- R. S. Hamilton and T. A. Mansfield* 715 Airborne particulate elemental carbon: its sources, transport and contribution to dark smoke and soiling
- H. Horváth* 725 Spectral extinction coefficients of background aerosols in Europe, North and South America: a comparison
- E. Remoudaki, G. Bergametti and R. Losno* 733 On the dynamic of the atmospheric input of copper and manganese into the western Mediterranean Sea
- B. Lim, T. D. Jickells and T. D. Davies* 745 Sequential sampling of particles, major ions and total trace metals in wet deposition
- R. Losno, G. Bergametti, P. Carlier and G. Mouvier* 763 Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species
- K. W. Nicholson, J. R. Branson and P. Giess* 771 Field measurements of the below-cloud scavenging of particulate material
- L. Levkov, D. P. Eppel and H. Grassl* 779 Modelling the atmospheric transport of trace metals including the role of precipitating clouds

<i>B. T. McGann and S. G. Jennings</i>	791	The efficiency with which drizzle and precipitation sized drops collide with aerosol particles
<i>D. A. Bell and C. P. R. Saunders</i>	801	The scavenging of high altitude aerosol by small ice crystals
<i>T. Shumann</i>	809	Aerosol and hydrometeor concentrations and their chemical composition during winter precipitation along a mountain slope—III. Size differentiated in-cloud scavenging efficiencies

Volume 25A Number 5/6 1991

<i>L.H. J. M. Janssen, F. Van Haren, P. Bange and H. Van Duuren</i>	829	Measurements and modelling of reactions of nitrogen oxides in power-plant plumes at night
<i>W. W. Nazaroff and G. R. Cass</i>	841	Protecting museum collections from soiling due to the deposition of airborne particles
<i>D. P. Chock</i>	853	A comparison of numerical methods for solving the advection equation III
<i>E. Buijsman, P. J. Jonker, W. A. H. Asman and T. B. Ridder</i>	873	Chemical composition of precipitation collected on a weathership on the North Atlantic
<i>H. C. Rodean</i>	885	A structure for models of hazardous materials with complex behavior
<i>J. Beer, R. C. Finkel, G. Bonani, H. Gäggeler, U. Görlach, P. Jacob, D. Klockow, C. C. Langway, Jr, A. Neftel, H. Oeschger, U. Schotterer, J. Schwander, U. Siegenthaler, M. Suter, D. Wagenbach and W. Wölfli</i>	899	Seasonal variations in the concentration of ^{10}Be , Cl, NO_3 , SO_4^{2-} , H_2O_2 , ^{210}Pb , ^3H , mineral dust, and d^{18}O in Greenland snow
<i>H. Tsukada, J. Ishida and O. Narita</i>	905	Particle-size distributions of atmospheric ^{129}I and ^{127}I aerosols
<i>M. A. Al-Zanaidi, M. P. Singh and M. El-Karim</i>	909	Traffic co-dispersion pattern in Kuwait
<i>N. Berg, P. Dunn and M. Fenn</i>	915	Spatial and temporal variability of rime ice and snow chemistry at five sites in California
<i>M. T. Morandi, P. J. Liroy and J. M. Daisey</i>	927	Comparison of two multivariate modeling approaches for the source apportionment of inhalable particulate matter in Newark, NJ
<i>R. Kamens, C. Lee, R. Wiener and D. Leith</i>	939	A study to characterize indoor particles in three non-smoking homes
<i>M. M. Millán, B. Artinano, L. Alonso, M. Navazo and M. Castro</i>	949	The effect of meso-scale flows on regional and long-range atmospheric transport in the western Mediterranean area

<i>F. Desiato and M. G. Ciminelli</i>	965	Plume dispersion investigated by LANDSAT imagery
<i>C. N. Hewitt and M. B. Rashed</i>	979	The deposition of selected pollutants adjacent to a major rural highway
<i>R. R. Yaaqub, T. D. Davies, T. D. Jickells and J. M. Miller</i>	985	Trace elements in daily collected aerosols at a site in southeast England
<i>S. N. Pandis, S. E. Paulson, J. H. Seinfeld and R. C. Flagan</i>	997	Aerosol formation in the photooxidation of isoprene and β -pinene
<i>G. O. Rubel</i>	1009	Partitioning of partially soluble volatiles between the vapor and liquid aerosol phase
<i>C. S. Sloane, J. Watson, J. Chow, L. Prichett and L. W. Richards</i>	1013	Size-segregated fine particle measurements by chemical species and their impact on visibility impairment in Denver
<i>F. A. A. M. De Leeuw and H. J. Van Rheineck Leyssius</i>	1025	Sensitivity of oxidant concentrations on changes in u. v. radiation and temperature
<i>V. Kumar, H. S. Vora, T. N. Das, M. N. Kumbhare and R. Koul</i>	1033	Microprocessor-based air analyzer unit for sub parts per billion level measurements of hydrogen peroxide
<i>S.-C. Tsay, G. L. Stephens and T. J. Greenwald</i>	1039	An investigation of aerosol microstructure on visual air quality
<i>A. Febo and C. Perrino</i>	1055	Prediction and experimental evidence for high air concentration of nitrous acid in indoor environments
<i>J. Arey, A. M. Winter, R. Atkinson, S. M. Aschmann, W. D. Long and C. L. Morrison</i>	1063	The emission of (Z)-3-hexen-1-ol, (Z)-3-hex-enylacetate and other oxygenated hydrocarbons from agricultural plant species
<i>W. Baeyens and H. Dedeurwaerder</i>	1077	Particulate trace metals above the Southern Bight of the North Sea-II. Origin and behaviour of the trace metals
<i>S. F. Mueller</i>	1093	Estimating cloud water deposition to subalpine spruce-fir forests I. Modifications to an existing model
<i>S. F. Mueller, J. D. Joslin, Jr and M. H. Wolfe</i>	1105	Estimating cloud water deposition to subalpine spruce-fir forests-II. Model testing
<i>Technical Notes</i>		
<i>T. J. Dean and J. D. Johnson</i>	1123	Proportional-plus-integral control of experimental ozone concentrations in a large opentop chamber
<i>B. Y. Underwood</i>	1127	Conditioned particle motion in the collision model of turbulent dispersion

Volume 25A Number 7 1991

The Fourth International Workshop on Wind and Water Tunnel Modelling of Atmospheric Flow and Dispersion

<i>A. Robins</i>	1133	Introduction
<i>W. Bächlin, W. Theurer and E. J. Plate</i>	1135	Wind field and dispersion in a built-up area—a comparison between field measurements and wind tunnel data
<i>W. F. Dabberdt and W. G. Hoydysh</i>	1143	Street canyon dispersion: sensitivity to block shape and entrainment
<i>K. Kitabayashi</i>	1155	Wind tunnel simulation of airflow and pollutant diffusion —over complex terrain
<i>R. A. Waters, D. J. Hall and T. Masood</i>	1163	The performance of extraction booths subject to draughts—a wind tunnel study
<i>B. Sevruck, J.-A. Hertig and R. Spiess</i>	1173	The effect of a precipitation gauge orifice rim on the wind field deformation as investigated in a wind tunnel
<i>M. Poreh and J. E. Cermak</i>	1181	Wind tunnel measurements of line integrated concentration
<i>G. König-Langlo and M. Schatzmann</i>	1189	Wind tunnel modeling of heavy gas dispersion
<i>A. H. Huber, S. Pal. Arya, S. A. Rajala and J. W. Borek</i>	1199	Preliminary studies of video images of smoke dispersion in the near wake of a model building
<i>J. T. Lee, D. L. Call, R. E. Lawson, Jr, W. E. Clements and D. E. Hoard</i>	1211	A video image analysis system for concentration measurements and flow visualization in building wakes
<i>K. Okabayashi, Y. Ide, H. Takahashi, N. Kane, S. Okamoto and K. Kobayashi</i>	1227	A new wind tunnel technique for investigating gas diffusion behind a structure
<i>A. H. Huber</i>	1237	Wind tunnel and Gaussian plume modeling of building wake dispersion
<i>M. Poreh, M. Rau and E. J. Plate</i>	1251	Design considerations for wind tunnel simulations of diffusion within the convective boundary layer
<i>M. Rau, W. Bächlin and E. J. Plate</i>	1257	Detailed design features of a new wind tunnel for studying the effects of thermal stratification
<i>R. Morel, E. Alcaraz, M. Ayrault, R. Zegadi and P. Mejean</i>	1263	Effects of thermal stable stratification on turbulent boundary layer characteristics

- | | | |
|--|------|--|
| B. Lehmann and J. Mante | 1271 | Laser Doppler measurement of the dynamics of large turbulent structures with a scanning technique |
| K. Marotzke | 1277 | Spectra of longitudinal turbulence measured in a boundary layer wind tunnel |
| <i>General Papers</i> | | |
| L. Mølhave, J. G. Jensen and S. Larsen | 1283 | Subjective reactions to volatile organic compounds as air pollutants |
| C. M. Berkowitz | 1295 | The response of sulfate linearity and precipitation chemistry to gas-phase profiles |
| P. Hurley and W. Physick | 1313 | A Lagrangian particle model of fumigation by breakdown of the nocturnal inversion |
| J. M. Waldman, S.-K. C. Liang, P. J. Liou, G. D. Thurston and M. Lippmann | 1327 | Measurements of sulfate aerosol and its acidity in the SO ₂ source region of Chestnut Ridge, PA |
| P. D. Capel, C. Leuenberger and W. Giger | 1335 | Hydrophobic organic chemicals in urban fog |
| W. H. Snyder, L. H. Khurshodyan, I. V. Nekrasov, R. E. Lawson, Jr and R. S. Thompson | 1347 | Flow and dispersion of pollutants within two-dimensional valleys |
| J. Arey, S. B. Corchnoy and R. Atkinson | 1377 | Emission of linalool from Valencia orange blossoms and its observation in ambient air |
| Y. Akutsu, F. Toyoda, K. Tomita, F. Yoshizawa, M. Tamura and T. Yoshida | 1383 | Effect of exhaust from alcohol fuel on ozone formation in the atmosphere |
| D. P. Eppel, G. Petersen, P. K. Misra and R. Bloxam | 1391 | A numerical model for simulating pollutant transport from a single point source |
| C. Anastasi, L. Hopkinson and V. J. Simpson | 1403 | Natural hydrocarbon emissions in the United Kingdom |
| S. Fujita, Y. Ichikawa, R. K. Kawaratani and Y. Tonooka | 1409 | Preliminary inventory of sulfur dioxide emissions in East Asia |

Volume 25A Number 8 1991

- | | |
|---|---|
| <i>S. K. Kjærgaard, L. Mølhave and O. F. Pedersen</i> | 1417 Human reactions to a mixture of indoor air volatile organic compounds |
| <i>K. N. Rayner and I. D. Watson</i> | 1427 Operational prediction of daytime mixed layer heights for dispersion modelling |
| <i>H. Hakola, S. Joffre, H. Lättilä and P. Taalas</i> | 1437 Transport, formation and sink processes behind surface ozone variability in North European conditions |
| <i>G. D. Rolph and R. S. Artz</i> | 1449 A paired comparison of two precipitation chemistry sites in east-central Mississippi |
| <i>R. Simó, M. Colom-Altés, J. O. Grimalt and J. Albaigés</i> | 1463 Background levels of atmospheric hydrocarbons, sulphate and nitrate over the western Mediterranean |
| <i>E. A. Betterton</i> | 1473 The partitioning of ketones between the gas and aqueous phases |
| <i>H. Sievering, J. Boatman, J. Galloway, W. Keene, Y. Kim, M. Luria and J. Ray</i> | 1479 Heterogeneous sulfur conversion in sea-salt aerosol particles: the role of aerosol water content and size distribution |
| <i>M. Luria and H. Sievering</i> | 1489 Heterogeneous and homogeneous oxidation of SO ₂ in the remote marine atmosphere |
| <i>M. W. M. Hisham and D. Grosjean</i> | 1497 Sulfur dioxide, hydrogen sulfide, total reduced sulfur, chlorinated hydrocarbons and photochemical oxidants in southern California museums |
| <i>A. H. Knap and K. S. Binkley</i> | 1507 Chlorinated organic compounds in the troposphere over the western North Atlantic Ocean measured by aircraft |
| <i>K. Weston and D. Fowler</i> | 1517 The importance of orography in spatial patterns of rainfall acidity in Scotland |
| <i>M. Martin, J. Plaza, M. D. Andrés, J. C. Bezares and M. M. Millán</i> | 1523 Comparative study of seasonal air pollutant behavior in a Mediterranean coastal site: Castellón (Spain) |
| <i>C. L. Benner, D. J. Eatough, N. L. Eatough and P. Bhardwaja</i> | 1537 Comparison of annular denuder and filter pack collection of HNO ₃ (g), HNO ₂ (g), SO ₂ (g), and particulate-phase nitrate, nitrite and sulfate in the south-west desert |
| <i>W. H. White and E. S. Macias</i> | 1547 Chemical mass balancing with ill defined sources: regional apportionment in the California desert |
| <i>R. A. Carhart and A. J. Policastro</i> | 1559 A second-generation model for cooling tower plume rise and dispersion—I. Single sources |

- M. Böhm, B. McCune and T. Vandetta* 1577 Diurnal curves of tropospheric ozone in the western United States
- I. Grgić, V. Hudnik, M. Bizjak and J. Levec* 1591 Aqueous S(IV) oxidation-I. Catalytic effects of some metal ions
- S. Wunderli and R. Gehrig* 1599 Influence of temperature on formation and stability of surface PAN and ozone. A two year field study in Switzerland
- A. Hashem and C. S. Parkin* 1609 A simplified heavy particle random-walk model for the prediction of drift from agricultural sprays
- P. J. Hanson and S. E. Lindberg* 1615 Dry deposition of reactive nitrogen compounds: a review of leaf, canopy and non-foliar measurements
- D. Olivari and E. Palli* 1635 Investigation of fluctuating properties of a neutral plume using digital image analysis techniques
- C. C. Travis, P. H. Craig and J. C. Bowers* 1643 Characterization of human exposure to ambient levels of benzene using pulmonary „wash-out” data
- L. J. Thibodeaux, K. C. Nadler, K. T. Valsaraj and D. D. Reible* 1649 The effect of moisture on volatile organic chemical gas-to-particle partitioning with atmospheric aerosols-competitive adsorption theory predictions
- D. S. Sheppard, J. E. Patterson and M. K. McAdam* 1657 Mercury content of Antarctic ice and snow: further results
- R. G. Derwent and M. E. Jenkin* 1661 Hydrocarbons and the long-range transport of ozone and PAN across Europe
- J. M. Davis* 1679 An evaluation of the delta-Eddington contrast and transmission model
- J. Padro, G. den Hartog and H. H. Neumann* 1689 An investigation of the ADOM dry deposition module using summertime O₃ measurements above a deciduous forest
- J. D. Kahl, R. C. Schnell, P. J. Sheridan, B. D. Zak, H. W. Church, A. S. Mason, J. L. Heffter and J. M. Harris* 1705 Predicting atmospheric debris transport in realtime using a trajectory forecast model
- Short Communications*
- H. Hoss, H. Elias and K. J. Wannowius* 1715 Sulfur(IV) oxidation by hydrogen peroxide in aqueous suspensions of SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ and zeolite
- R. M. Harrison and A. G. Allen* 1719 Scavenging ratios and deposition of sulphur, nitrogen and chlorine species in eastern England

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

Az Országos Meteorológiai Szolgálat Folyóirata

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

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324-6329

IDŐJÁRÁS

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

TARTALOM

Örményi I.: Ultraibolya sugárzás a budapesti Szent Lukács fürdő területén	207
Simon A.: A mesterséges eredetű légköri radioaktivitás ülepedése 1982 és 1990 között	215
Dunkel Z., Tiringér Cs. és Zárbok Zs.: Agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűségének meghatározása	226
Németh P., Horváth Á.: A relatív nedvesség mezo-skálájú háromdimenziós objektív analízise	237
Thoma F.: A vízpára molekuláris diffúzióját leíró függvény egyes sajátosságai	245
Krónika	258
Atmospheric Environment folyóirat 25A évf. 9. és 10. (1991) számának tartalomjegyzéke	260

CONTENTS

Örményi, I.: On the ultraviolet climate of St. Lucas Bath in Budapest	207
Simon, A.: Deposition of the atmospheric radioactivity of artificial origin between 1982 and 1990	215
Dunkel, Z., Tiringér, Cs. and Zárbok, Zs.: Determination of the rational density of a network of agricultural meteorology	226
Németh, P., Horváth, Á.: A three dimensional meso-scale objective analysis from relative humidity	237
Thoma, F.: Individual characteristics of the vapour molecular diffusion	245
Chronicle	258
Contents of journal Atmospheric Environment Vol. 25A Nos 9– 10. (1991)	260

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÁNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Megjelenik kéthavonként

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

IDŐJÁRÁS

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

On the ultraviolet climate of St. Lucas Bath in Budapest

I. Örményi

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

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

*

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

1. Introduction

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

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

- the Eppley UV radiation counter (Marchgraber and Drummond, 1960) working mainly in *UVA*-range and
- the Robertson (1972) -Berger (1976) UV radiation counter (SUNBURN-Meter) for *UVB* range.

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

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

2. Measuring methods

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

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

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

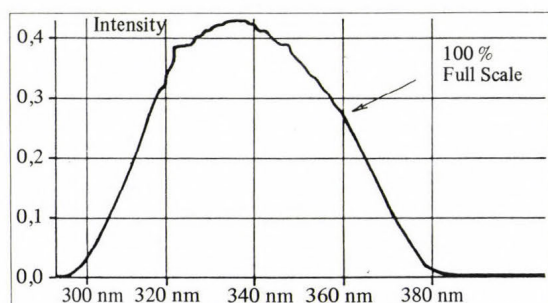


Fig. 1:
Spectrum sensitivity of the Eppley UV radiometer. On the horizontal axis the wave-length, on the vertical the intensity are illustrated

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

3. Evaluation and results

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

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

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

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

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

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

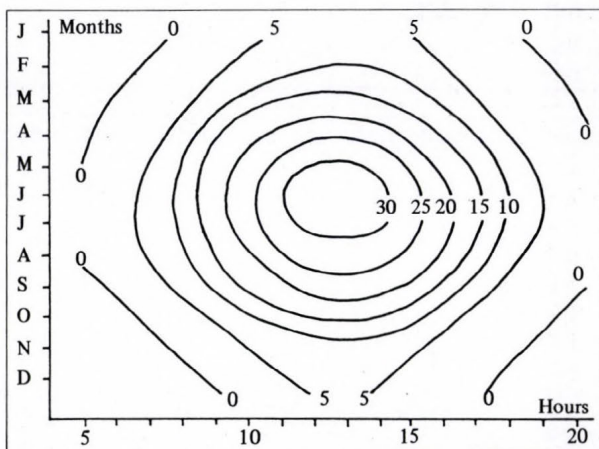


Table II gives the values of global UV radiation recorded on clear days at the site of Lucas Bath. Fig. 3 illustrates the same data by using isoplethic representation. It is quite

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

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

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

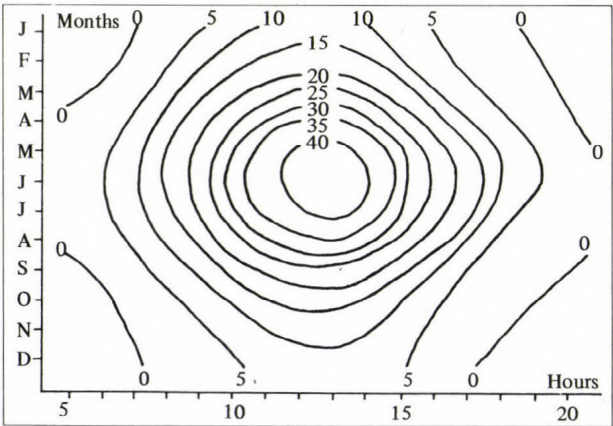


Fig. 3:
Data on clear days in isoplethic representation at St. Lucas Bath in 1979 through 1988 (hourly average values). Horizontally the hours, vertically the months are to be found

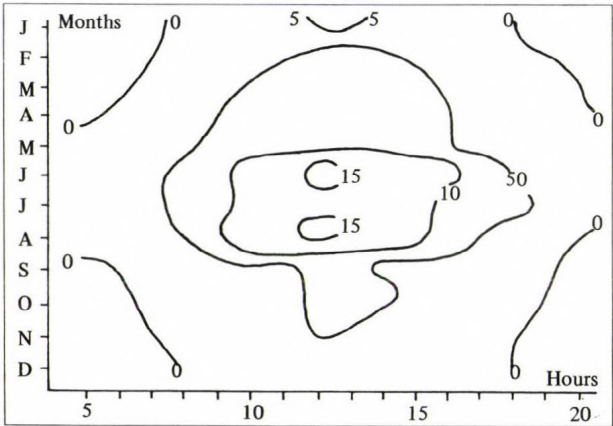


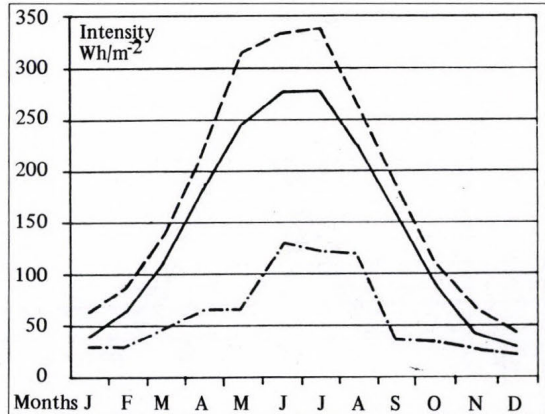
Fig. 4:
Data on cloudy days in isoplethic representation at the St. Lucas Bath in 1979 through 1988 (hourly average values). Horizontally the hours, vertically the months are to be found

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

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

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

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



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

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

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

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

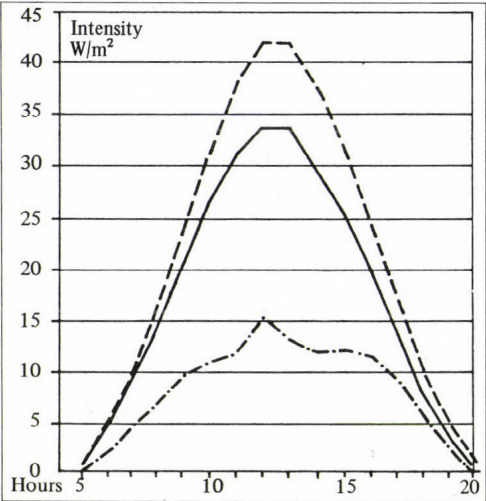


Fig. 6:
The average daily run of the global UV-radiation in June at the St. Lucas Bath. Continuous line: hourly average values; dashed line: hourly average values on clear days in June; dotted-dashed line: hourly average values on cloudy days, in June

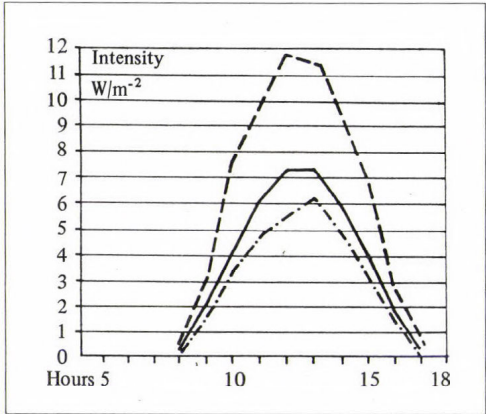


Fig. 7:
The average daily run of the global UV-radiation in January. Horizontally the hours, vertically the energy levels are to be found. Continuous line: average value of each hour; dashed line: average value of each hour on clear days; dotted-dashed line: average value of each hour on cloudy days

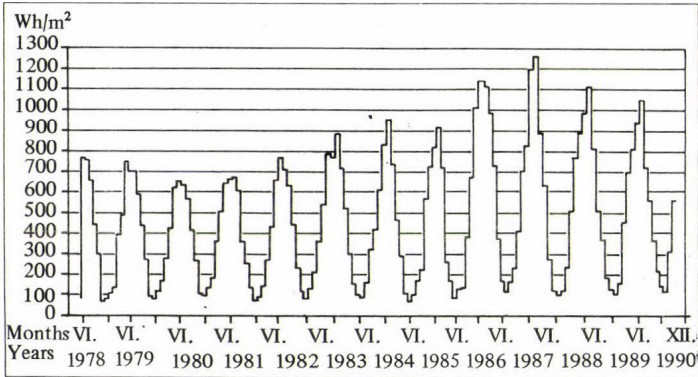
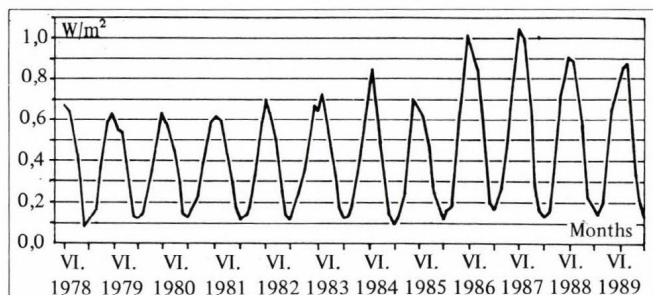


Fig. 8:
Monthly totals of global UV-radiation in 1978 through 1990. Vertically the global monthly radiation values, horizontally the years and months are illustrated

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

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



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

4. Discussions and conclusions

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

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

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

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

5. Acknowledgements

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

REFERENCES

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

A mesterséges eredetű légköri radioaktivitás ülepedése 1982 és 1990 között

Simon Antal

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

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

*

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

1. Bevezetés

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

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

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

2. Felhasznált adatbázis

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

3. Az aeroszol aktivitáskoncentrációjának időbeli változásai

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

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

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

I. táblázat:

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

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

II. táblázat:

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

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

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

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

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

4. A száraz ülepedés aktivitásának időbeli változásai

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

III. táblázat:

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

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

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

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

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

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

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

IV. táblázat:

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

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

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

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

5. A csapadékos ülepedés időbeli változásai

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

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

V. táblázat:

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

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

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

VI. táblázat:

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

Hónap	1982 – 1985	1987 – 1990
Január	0,35	0,20
Február	0,26	0,27
Március	0,23	0,52
Április	0,45	0,19
Május	0,18	0,28
Június	0,21	0,15
Július	0,20	0,18
Augusztus	0,13	0,16
Szeptember	0,19	0,11
Október	0,21	0,20
November	0,15	0,26
December	0,37	0,37
Évek	0,24	0,24

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

VII. táblázat:

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

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

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

VIII. táblázat:

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

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

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

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

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

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

IX. táblázat:

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

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

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

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

6. A Cs-137 ülepedésének időbeli változása

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

X. táblázat:

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

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

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

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

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

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

XI. táblázat:

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

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

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

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

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

7. Következtetések

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

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

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

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

IRODALOM

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

IDŐJÁRÁS

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

Agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűsítésének meghatározása

Dunkel Zoltán, Tiringer Csaba és Zárbok Zsolt

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

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

*

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

1. Bevezetés

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2. A számítások módszere

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

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

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

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

Időbeli átlag (egy adott állomás idősorának átlaga),

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

A mező átlaga (totális, abszolút átlag),

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

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

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

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

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

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

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

ahol w_k az interpolációs súlytényező, nyilvánvalóan:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ahol d a pontok távolsága az úgynevezett rácsávolság.

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

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

ahol

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

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

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

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

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

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

módon függ.

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

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

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

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

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

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

kapcsolat.

3. Számítások és következtetések

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

I. táblázat:

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

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

E – az interpolációs hiba nagysága

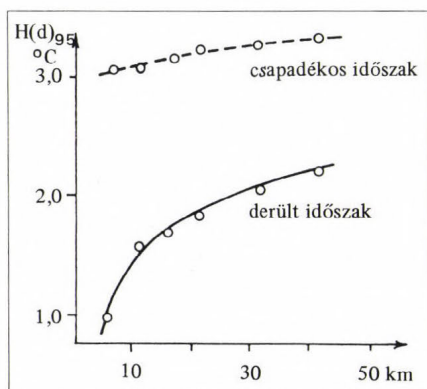
H – az adott szignifikancia szinthez tartozó konfidencia intervallum félszélessége

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

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

A léghőmérséklet adatok közül a maximum és a minimum hőmérséklettel foglalkoztunk. Az 1. táblázatban a maximum hőmérsékletre megadjuk az átlagos négyzetes interpolációs hibát, valamint a konfidencia intervallum felszélességét két valószínűségi szintre ($p = 0,05$ és $p = 0,02$) a távolság (d) függvényében, hat távolságra, a két időszakra. Látható, hogy csapadékos időjárásnál, kis távolság esetén (5 km) is háromszorosra nő ugyanolyan valószínűségi szint mellett a konfidencia intervallum. Az is kitűnik, hogy szélsőséges esetben nagyon kis rács távolság esetén csak igen nagy hibával tudunk interpolálni.

Hasonló a helyzet a minimum hőmérsékletnél is (1. táblázat). Mindkét hőmérsékleti értékről elmondható, hogy az interpolált érték konfidencia intervalluma erősen időjárás



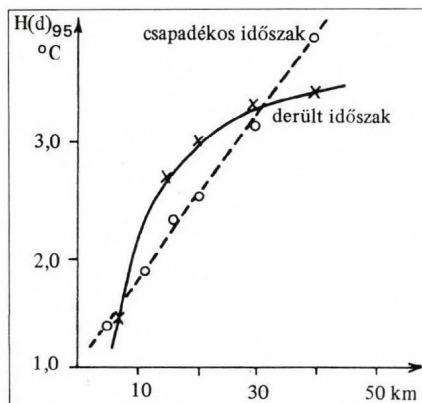
1. ábra:

Az interpolációs hiba változása a maximum hőmérsékletre a rács távolság függvényében

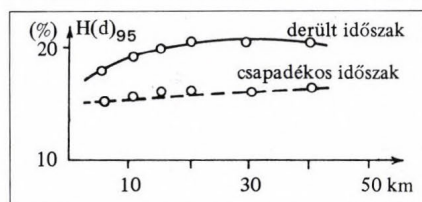
függő. Az 1. ábrán a maximum hőmérséklet esetén látható, hogy csapadékos időjárásnál (szaggatott görbe) a hiba eleve elég nagy, de a távolság emelkedésével alig nő. Derült időszakban (folytonos görbe) a lényeges javulás 20 km rács távolságon belül érhető el. Az igen jónak mondható $\pm 1^\circ\text{C}$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

A relatív nedvesség esetében (1. táblázat) a hőmérséklettel ellentétes viselkedés tapasztalható. A relatív nedvesség interpolációs hibája csapadékos esetben kisebb. Ezt az okozza, hogy a gyakori csapadékhullás miatt telítés közeli értékek fordulnak elő, amelyek kis szórást mutatnak. Az interpolációs hiba, illetve az ezzel analóg konfidencia határ a távolsággal kevésbé változik (3. ábra), így a relatív nedvesség konfidencia intervallumai nem meghatározók. A racionalizálásnál ezt az elemet figyelmen kívül lehet hagyni.

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



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



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

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

II. táblázat:

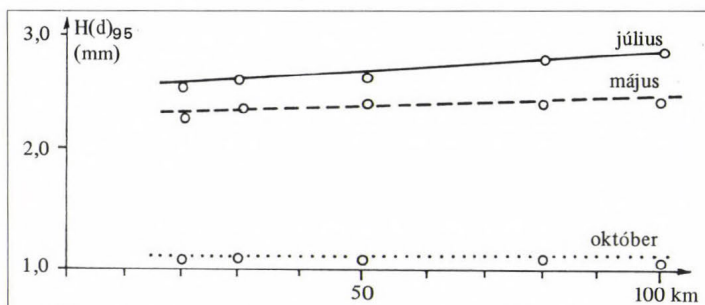
Az interpolációs hiba nagysága a párolgásra különböző hónapokban, a megadott értékek mm-ben

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

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

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

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



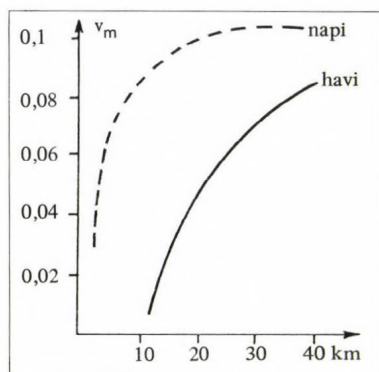
4. ábra:
Az interpolációs hiba
változása a párolgás
összegére a rács távolság
függvényében

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

III. táblázat:
A napfénytartam interpolációs hibája

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

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



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

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

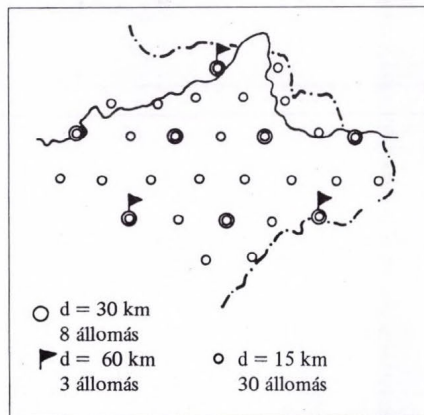
A csapadékmérő állomások racionális távolságának meghatározásához a területi átlag varianciáját használtuk fel. Számításainkat napos és több napos csapadékos időszakra, hónapra, valamint a teljes 183 napos időszakra végeztük el. A csapadék esetében, mivel sem térben sem időben nem folytonos elem, a területi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

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

4. Összefoglalás

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

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



6. ábra:
Az idealizált állomáshálózat elhelyezkedése a Nyíregyházi
Konzervgyár termelési körzetében

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

IRODALOM

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

IDŐJÁRÁS

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

A relatív nedvesség mezo-skálájú háromdimenziós objektív analízise

Németh Péter

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

Horváth Ákos

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

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

*

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

1. Bevezetés

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

2. A nedvesség vertikális profiljának becslése

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

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

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

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

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

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

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

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

I. táblázat:

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

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

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

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

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

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

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

A következőkben bemutatjuk a becslési táblázatok meghatározásának egy lehetséges módját.

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

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

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

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

szélsőérték feladat megoldása, azaz a Δ minimumhelyének megkeresése.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

IV. táblázat:

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

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

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

1. a vizsgált időszakban alkalmazott rádiószonda típus (MARZ-2-2) a relatív nedvességet a magassággal növekvő hibával mérte (az érzékelőhártya befagy);
2. a magasabb rétegek felhőzetének észlelése esetenként problematikus (az alacsonyabb szintű felhőzettől nem látszik).

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

3. A nedvességbecslés felhasználása az objektív analízis során

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

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

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

V. táblázat:

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

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

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

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

4. Összefoglalás

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

IRODALOM

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

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

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

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

IDŐJÁRÁS

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

A vízpára molekuláris diffúzióját leíró függvény egyes sajátosságai

Thoma Frigyes

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

Nemrég (1987-ben), a magyarországi párolgásmérő kádhalózat 3 m^2 -es kádjai adataiból összegyűjtött öt évi mérésorozat alapján, hat választott léghőmérséklet esetére meghatározták a pára molekuláris diffúzió állandója és a párolgó víz hőmérséklete közötti függvényeket. E függvények munkatartományából kiindulva a szerző most megalkotta a vízpára molekuláris diffúzió állandójára vonatkozó $D_m = f_1(T_{\text{víz}})$ függvények burkológörbéjét.

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

*

Individual characteristics of the vapour molecular diffusion function. Not long ago (in 1987), functions of the vapour molecular diffusion constant against evaporating water temperature in case of six selected air temperatures were determined based on the five year measuring series gathered from the data of the Hungarian national evaporation measuring pan network concerning 3 m^2 pans. Starting from the working range of these functions, the author has recently developed the envelop curve of the $D_m = f_1(T_{\text{water}})$ functions regarding the molecular diffusion constant.

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

1. Bevezetés

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2. A vízpára diffúzióját leíró függvényhalmaz és annak burkológörbéje

Előzmények

A közelmúltban megjelent tanulmányban (Thoma, 1987) a pára diffúzió állandójának függvényeit ($D_m = f_1(T_v)$, $D_m = f_2(T_l)$ és $D_m = f_3(R)$ függvényeket) analizáltuk. Ezek közül talán a legjellemzőbb – s a gyakorlat mai igényei számára minden bizonnyal a leghasznosabb – függvény a $D_m = f_1(T_v)$, mely a molekuláris diffúzió néven ismert anyagszállítási folyamatra vonatkozik. A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvény egyes pontjainak számítása, a $dN = -D A \frac{dn}{dx} dt$ alakú képlet (Fick I. törvénye) alapján, annak „ D ”-re kifejtett egyenlete segítségével készült (Thoma, 1982; 1983), $dN = P/T$ (a dt idő alatt az A felületen átáramló részecskék száma) és $dn = a(T_v) - R a(T_l)$ g/cm³ (a dx menti pára koncentráció változás nagysága) helyettesítésének révén, amikor is a párolgás mértéke a $P = c(E(T_v) - RH E(T_l))$

($1 - 0,225 \nu$) mm/hó empirikus képletet (Ubell, 1959) alkalmaztuk, a $c = 12$ és a $\nu = 0$ m/sec értékekkel. Végeredményben tehát a

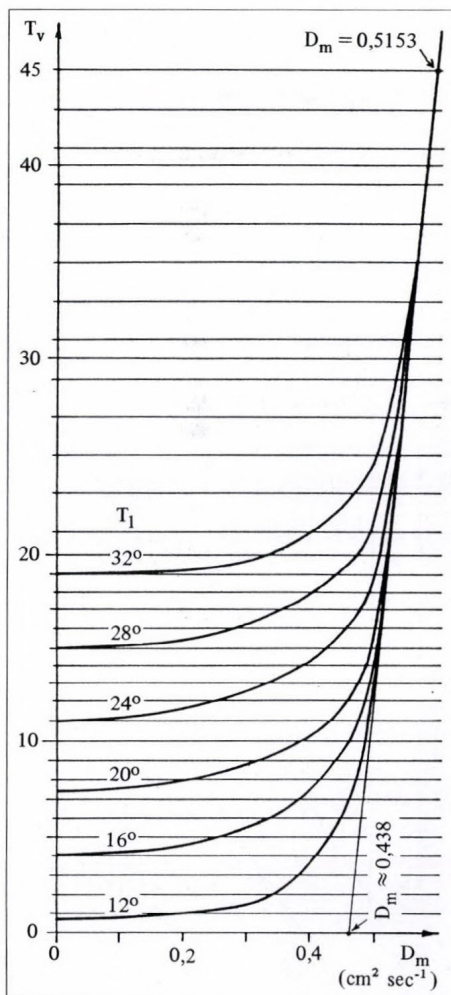
$$D_m = \frac{c (E(T_v) - R \cdot E(T_l)) / T \, dt}{A a(T_v) - R \cdot a(T_l) / dx} = \text{konstans} \frac{E(T_v) - R \cdot E(T_l)}{a(T_v) - R \cdot a(T_l)}$$

alakú képletet használtuk fel.

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

$$D_m = 0,438 + \frac{0,0517}{30} \quad (1)$$

alakú közelítő egyenlet jellemzi.



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

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

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

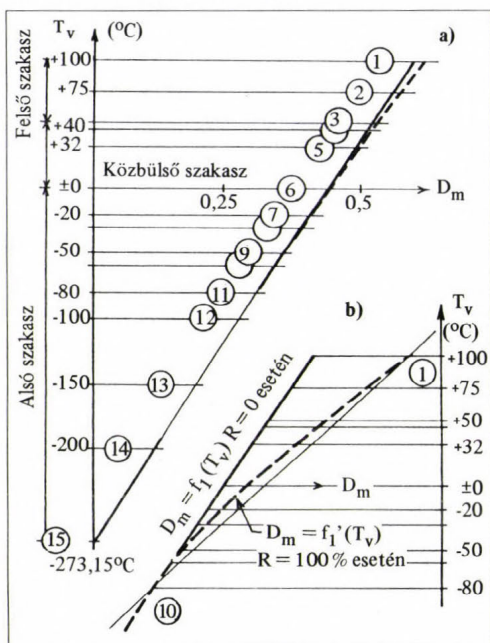
A „ $D_m = f_1(T_v)$ ” függvényekhez tartozó burkológörbe definíciója.

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

A burkológörbe feltételezett további jellemző szakaszai és pontjai

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

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



2. ábra:

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

b) A simulógörbe elhajlása kinagyítva $T_v + 100^\circ\text{C}$ és -80°C közötti tartományban. (D_m skálázása 10-szeresen széthúzva az a. ábrán bemutatottakhoz képest.)
A folytonos egyenes $D_m = f_1(T_v)$ és $R = 0$, a szaggatott görbe $D_m = f_1'(T_v)$ és $R = 100\%$ esetén érvényes

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

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

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

A fenti összefüggésekben:

μ – a gáz egy molekulájának a tömege;

v – a gáz molekuláinak a közepes sebessége;

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

T – a gáz abszolút hőmérséklete.

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

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

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

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

c) A függvény pontjai számszerű értékeinek meghatározási módszere

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

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

és az

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

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

E' – telített levegő párányomása (mm Hg);

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

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

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

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

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

ahol,

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

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

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

R – a levegő relatív páratartalma (%);

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

$a(T_v)$ – határréteg pára koncentrációja (g/cm^3);

$a(T_l)$ – levegő pára koncentrációja (g/cm^3)

A (4) képlet $R = 0$ esetén

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

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

I. táblázat:

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

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

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

3. A burkológörbék egyes szakaszainak általános jellemzése

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

Közbülső szakasz

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

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

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

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

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

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

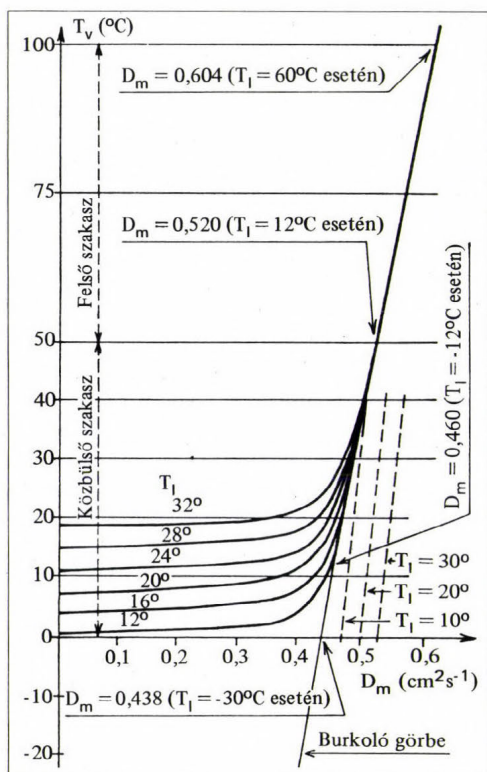
ahol az egyes jeleket az alábbiak szerint kell értelmezni,

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

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

A folytonos vonallal jelzett függvénygörbék alapvetően az alábbiak szerint jellemezhetők:

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



3. ábra:

A különböző léghőmérsékletekhez (T_l °C) tartozó $D_m = f_1(T_v)$ ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ egységben) vízpára molekuláris állandó és a párolgó vízfelület hőmérséklete (T_v °C) közötti kapcsolatot

bemutató függvények $R = 45\%$ relatív páratartalom esetén. A folytonos görbék a szerző számításai alapján (Thoma, 1987), a szaggatott egyenesek a molekuláris kinetika értelmezése szerint (Ubell, 1952)

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

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

(6)

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

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

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

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

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

Alsó szakasz

Az alsó szakasz a $T_v = \pm 0^\circ\text{C}$ vízhőmérsékletnél kezdődik.

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

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

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

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

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

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

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

Felső szakasz

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

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

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

4. Következtetések

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

összefüggéssel jellemezhető.

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

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

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

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

Köszönetnyilvánítás

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

IRODALOM

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

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

Ambrózy Pál nyugállományba vonult

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Antal Emánuel

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

an international journal

CONTENTS

Volume 25A Number 9 1991

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

S. A. Penkett 1735 An overview

Ozone Measurements, including Trends

J. Staechelin and W. Schmid 1739 Trend analysis of tropospheric ozone concentrations utilizing the 20-year data set of ozone balloon soundings over Payerne (Switzerland)

R. Reiter 1751 On the mean daily and seasonal variations of the vertical ozone profiles in the lower troposphere

H. Puxbaum, K. Gabler, S. Smidt and F. Glattes 1759 A one-year record of ozone profiles in an Alpine valley (Zillertal/Tyrol, Austria, 600–2000 m a. s. l.)

M. J. Gay 1767 Meteorological and altitudinal influences on the concentration of ozone at Great Dun Fell

U. Feister and K. Balzer 1781 Surface ozone and meteorological predictors on a subregional scale

R. Girgždienė 1791 Surface ozone measurements in Lithuania

P. G. Simmonds and R. G. Derwent 1795 Measurements of ozone and other radiatively active gases at Mace Head in the Republic of Ireland

Modelling Studies of Tropospheric Oxidants and their Precursors

F. A. A. M. De Leeuw and H. J. Van Rheineck Leyssius 1809 Calculation of long-term averaged and episodic oxidant concentrations for The Netherlands

A. M. Hough and C. E. Johnson 1819 Modelling the role of nitrogen oxides, hydrocarbons and carbon monoxide in the global formation of tropospheric oxidants

A. M. Thompson, M. A. Huntley and R. W. Stewart 1837 Perturbations to tropospheric oxidants, 1985–2035: 2. Calculations of hydrogen peroxide in chemically coherent regions

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

Laboratory Studies of Oxidation Reactions in the Troposphere

- | | | |
|---|------|---|
| <i>O. Horie and G. K. Moortgat</i> | 1881 | Decomposition pathways of the excited Criegee intermediates in the ozonolysis of simple alkenes |
| <i>N. R. Jensen, J. Hjorth, C. Lohse,
H. Skov and G. Restelli</i> | 1897 | Products and mechanism of the reaction between NO ₃ and dimethylsulphide in air |

Measurements of Reactive Nitrogen Compounds

- | | | |
|---|------|---|
| <i>B. A. Ridley</i> | 1905 | Recent measurements of oxidized nitrogen compounds in the troposphere |
| <i>A. J. Gair, S. A. Penkett
and P. Oyola</i> | 1927 | Development of a simple passive technique for the determination of nitrogen dioxide in remote continental locations |
| <i>N. Tsalkani, P. Perros,
A. L. Duot and G. Toupance</i> | 1941 | One-year measurements of PAN in the Paris basin: effect of meteorological parameters |
| <i>F. Flocke, A. Volz-Thomas
and D. Kley</i> | 1951 | Measurements of alkyl nitrates in rural and polluted air masses |
| <i>M. F. Shepherd, S. Barzetti
and D. R. Hastie</i> | 1961 | The production of atmospheric NO _x and N ₂ O from a fertilized agricultural soil |

Measurements of Hydrocarbons and their Oxidation Products

- | | | |
|---|------|--|
| <i>J. Mowrer and A. Lindskog</i> | 1971 | Automatic unattended sampling and analysis of background levels of C ₂ – C ₅ hydrocarbons |
| <i>Ø. Hov, N. Schmidbauer
and M. Oehme</i> | 1981 | C ₂ – C ₅ hydrocarbons in rural south Norway |
| <i>P. B. Shepson, D. R. Hastie,
H. I. Schiff, M. Polizzi,
J. W. Bottenheim, K. Anlauf,
G. I. Mackay and D. R. Karecki</i> | 2001 | Atmospheric concentrations and temporal variations of C ₁ – C ₃ carbonyl compounds at two rural sites in central Ontario |

Measurements of Reactive Hydrogen Compounds

- | | |
|--|--|
| <i>A. Hofzumahaus, H.-P. Dorn,
J. Callies, U. Platt and D. H. Ehhalt</i> | 2017 Tropospheric OH concentration measurements
by laser long-path absorption spectroscopy |
| <i>L. I. Kleinman and P. H. Daum</i> | 2023 Oxidant limitation to the formation of H ₂ SO ₄ near a SO ₂
source region |
| <i>M. W. Gallagher, T. W. Choularton,
R. Downer, B. J. Tyler,
I. M. Stromberg, C. S. Mill,
S. A. Penkett, B. Bandy,
G. J. Dollard, T. J. Davies
and B. M. R. Jones</i> | 2029 Measurements of the entrainment of hydrogen peroxide into
cloud systems |
| <i>G. J. Dollard, B. M. R. Jones
and T. J. Davies</i> | 2039 Measurements of gaseous hydrogen peroxide
and PAN in rural southern England |

Volume 25A Number 10 1991

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

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

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

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ Országos Meteorológiai Szolgálat Folyóirata

Készült az Országos Meteorológiai Szolgálat Nyomdájában,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Telefon:1 353 500

Felelős vezető: **Máthé Gyuláné**

Felelős kiadó: **Dr. Mersich Iván**, az OMSZ elnöke
Levélcím: 1525 Budapest, Pf.: 38.

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324-6329

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
95. ÉVF. * 6. SZÁM * 1991. NOVEMBER – DECEMBER

TARTALOM

Mika J.: Nagyobb globális felmelegedés várható magyarországi sajátosságai 265

Bartholy J., Bottyán Zs., Ihász I., Pálvölgyi T. és Práger T.: Hemiszférikus éghajlati adatbázis létrehozása a fluktuációk vizsgálatára 279

Lakatos L. és Szász G.: A légköri hatások szerepe a talajok N-szolgáltató képességének alakulásában 289

Tőkei L., Varga K. és Karácsony J.: Az időjárási tényezők összefüggése a szélérózió okozta mezőgazdasági károkkal 301

Irodalom 309

Krónika 313

Atmospheric Environment folyóirat 25A. évf. 11–12. (1991) számának tartalomjegyzéke 315

CONTENTS

J. Mika.: Regional features of a stronger global warming over Hungary 265

J. Bartholy., Zs. Bottyán, I. Ihász, T. Pálvölgyi and T. Práger: Compilation of a hemispherical data base for the investigation of climatic fluctuations 279

L. Lakatos and G. Szász: Climatic effects on the changes of the N-supplying power of soil 289

L. Tőkei, K. Varga and J. Karácsony: Connection between meteorological factors and agricultural damages caused by wind erosions 301

Literature 309

Chronicle 313

Contents of journal *Atmospheric Environment* Vol. 25A Nos. 11–12 (1991) 315

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 95 * NO. 6 * NOVEMBER – DECEMBER 1991

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Szerkesztő – Editor

TÄNCZER TIBOR

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

MÁTHÉ GYULÁNÉ

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

Megrendelhető: Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,

1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

Megjelenik kéthavonként

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 6. szám, 1991. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 6 November – December 1991

Nagyobb globális felmelegedés várható magyarországi sajátosságai

Mika János

Központi Légtérfizikai Intézet, 1675 Budapest, Pf. 39

A kisebb globális klímaváltozás hazai sajátosságainak megállapítása (Mika, 1988) után, s kiegészítve a nagyobb változásokra kapott eredményeket (Mika, 1987); főleg szakirodalmi paleoklíma-rekonstrukciók és általános cirkulációs modell-eredmények interpolációjára támaszkodva összefoglaljuk a globális felmelegedés valószínű magyarországi sajátosságait. A +4 fokig terjedő felmelegedésre vonatkozó egyensúlyi becslések szerint a hazai nyári hőmérséklet és a félgyömbi évi átlaghőmérséklet megváltozásainak hányadosa fokozatosan 1 alá csökken, míg a téli hőmérséklet esetében mintegy másfélszeres marad. A nyári csapadék egy fokos félgyömbi felmelegedésnél még lényegesen a mai érték alá esik csakúgy, mint az évi csapadékösszeg. Két fokos félgyömbi felmelegedésnél az évi összeg megváltozása zérus, vagy kissé pozitív, ám a nyári csapadék még négy foknál sem haladja meg lényegesen a mai értéket.

*

Regional features of a stronger global warming over Hungary. After assessing features of moderate global changes (Mika, 1988) and completing the results for stronger changes (Mika, 1987), a comprehension of the likely features of a global warming for Hungary is presented, mainly based on paleoclimate reconstructions and general circulation model results. According to the equilibrium estimations of the warming up to 4 K, the ratio of local summer temperature to annual mean hemispheric temperature gradually decreases below 1, while for the winter temperature it remains about one and a half. For global changes up to +1 K summer precipitation decreases substantially below its present value and this is the case for the annual sum, too. In the case of a two-degree hemispheric warming, the annual sum exhibits no change, but the summer precipitation does not substantially exceed its present value even at a 4 K global warming.

1. Bevezetés

A légkör üvegházhatásának erősödése folytán a Föld átlaghőmérséklete számottevően megemelkedhet. Az éghajlati hatáselemzés nélkülözhetetlen előfeltétele ugyanakkor, hogy rendelkezünk a globális klímaváltozás különböző fokozataihoz tartozó regionális forgatókönyvekkel.

A kis (kb. fél fokos) félgyömbi felmelegedésre vonatkozóan korábban közzöltünk eredményeket (Mika, 1988) a műszeres mérések korának adataira támaszkodva. A nagyobb félgyömbi változások évi átlagos, magyarországi sajátosságait pedig a meteorológiai elemek éves menetén alapuló módszerünkkel vizsgáltuk (Mika, 1987). A jelen dolgozatban valamennyi, elérhető információ bevonásával igyekszünk teljessé tenni a globális felmelegedés magyarországi sajátosságairól összefoglalható tudományos becsléseket. Nem törekszünk ugyanakkor sem a becslések közé eső globális változások sajátosságainak interpolációjára, sem pedig arra, hogy eredményeinket valamely konkrét jövőbeni időpontra vonatkoztassuk. E két feladat egyesített megoldására Mika és Pálvölgyi (1990) tett kísérletet.

Dolgozatunkban először rendszer-szemléleti keretbe foglaljuk a regionális szcenárió-készítéséhez használt módszereket. Ezután röviden ismertetjük, majd új szempontok alapján tárgyaljuk az éves meneten alapuló becsléseket. Végül szakirodalmi paleoklíma rekonstrukciók és általános cirkulációs modell-eremények Magyarországra interpolálásával +4 fokos globális melegedésig megadjuk a regionális sajátosságok főbb vonásait.

2. A regionális éghajlati szcenáriók módszertani alapjai

Napjainkban a legfejlettebb globális klímamodellek sem alkalmasak az időfüggő klímaváltozás regionális sajátosságainak megbízható előrejelzésére. Emiatt számos közben-ső módszer alakult ki, amelyek diagnosztikai kapcsolatot állapítanak meg a leginkább prognosztizálható, globális hőmérsékleti jellemzők függvényében. E módszerek – a felhasznált információ forrása szerint – hat csoportba sorolhatók (lásd bővebben *Mika*, 1988):

- a) műszeres mérések idősorai;
- b) történeti információk;
- c) paleoklíma-rekonstrukciók;
- d) általános cirkulációs modellek paleoklíma-szimulációi;
- e) általános cirkulációs modellek másodfajú prognózisai;
- f) az éves menet, mint analóg folyamat.

A lokális szcenárió-készítéshez ajánlható módszereket egy általánosabb, *rendszerszemléleti keretbe* is foglalhatjuk, aminek célja, hogy együtt lássuk az egyes módszerek előnyeit és korlátait. Induljunk ki abból, hogy egy rendszer (jelen esetben az *éghajlati rendszer*) elemei közötti kapcsolatokat a

$$\Phi(\eta, \Psi, \Omega) = 0 \quad (1)$$

összefüggés írja le, ahol η a rendszer belső változóinak együttese, Ψ a külső kényszerek összessége, Ω pedig a rendszer állapotát befolyásoló, de a vizsgálandó időszakban állandó kezdeti- és határfeltételek. Konkrétan az éghajlati rendszerben az egyes vektorkomponensekre

$$\eta = \eta_i(\varphi, \lambda, t) \quad (2)$$

$$\Psi = \Psi_j(\varphi, \lambda, t) \quad (3)$$

$$\Omega = \Omega(\varphi, \lambda) \quad (4)$$

írható, amennyiben a magasság (nyomás) szerinti eloszlást eleve diszkrét szinteken, külön vektor-komponensekként értelmezzük (φ és λ a földrajzi koordinátákat, t pedig a kezdeti állapot óta eltelt időt jelöli). A regionális sajátosságokat becslő módszerek *alapfeltételezése*, hogy az η_i és Ψ_j argumentumok a vizsgálni kívánt (φ_0, λ_0) pontra gyakorolt hatás szempontjából tovább bonthatók $\eta_i(\varphi_0, \lambda_0, t)$ és $\Psi_j(\varphi_0, \lambda_0, t)$ tagokra, illetve többféle, globális (földgömbi) átlagban jellemző $\langle \eta_k \rangle(t)$ és $\Psi_l(t)$ mennyiségekre. E feltétel más szóval azt jelenti, hogy a más térségekben kifejlődő, ám a globális átlagban nem mutatkozó anomáliák hatásai klímaváltozások körülbelül egy évtizedes időskáláján eltűnnek.

A rendszert egy kiválasztott pontban, hosszabb idő átlagában leíró kapcsolatok ekkor az

$$\Phi[\eta_i(\varphi_0, \lambda_0, t), \Psi_j(\varphi_0, \lambda_0, t), \langle \eta_k \rangle(t), \langle \Psi_l \rangle(t), \Omega(\varphi, \lambda)] = 0 \quad (5)$$

alakot öltik, ahonnan már kiolvashatóak a *felsorolt módszerek korlátai*. Ezeket most a

hibaforrások szerint csoportosítjuk, zárójelben említve azokat a módszereket, amelyeknél a probléma hangsúlyozottan jelentkezik:

1. A Φ összefüggés nem olyan, mint a valóságban (standard modell-prognózisok, paleo-szimulációk).

2. Nem, vagy pontatlanul ismert a lokális meteorológiai elem (történeti adatok, paleo-adatok).

3. A lokális adatok nem (φ_0, λ_0) -ra vonatkoznak, hanem például nagyobb területre (standard modell-prognózisok, paleo-szimulációk).

4. A módszer feltételezi, hogy a $\Phi = 0$ kapcsolat invariáns a vizsgált-időszak során (történeti adatok, paleo-adatok, évszakos menet).

5. A Ψ_j eltérő hatásának (például városhatás) elhanyagolása az analóg időszakban (műszeres adatok).

6. Nem, vagy pontatlanul ismertek a $\langle \Psi_l \rangle(t)$ globális jellemzők (történeti adatok, paleo-adatok).

7. A külső kényszer nem olyan, vagy nem akkora (túl nagy, vagy túl kicsi), mint amire szükség lenne (a teljes, mintegy +4 K fokig terjedő tartományt egyik módszer sem fogja át).

8. Az Ω állapotjellemező feltételek nem azonosak a jövőbeni, fokozatos felmelegedéshez tartozókkal (évszakos menet, standard modell-kísérletek, paleo-adatok, paleo-szimulációk).

Ezen túlmenően valamennyi, ténylegesen alkalmazott módszer erősen *leszűkíti az (5) formulában szereplő argumentumokat*, amennyiben kizárólag a lokális $\eta_i(\varphi_0, \lambda_0, t)$ és a globális $\langle \eta_k \rangle(t)$ paraméterek között állapít meg kapcsolatot:

$$\eta_i(\varphi_0, \lambda_0, t) = F[\langle \eta_k \rangle(t)]. \quad (6)$$

Az elhanyagolások közül a Ω kezdeti- és határfeltételek adekvát (tehát a mainak megfelelő) voltának feltételezése nyilvánvaló, hiszen enélkül a múltbeli kapcsolat biztosan nem lenne a jövőre vonatkoztatható. A külső tényezők átlagos mértékével ($\langle \Psi_l \rangle(t)$), illetve területi eloszlásával ($\Psi_j(\varphi_0, \lambda_0, t)$) kapcsolatos argumentumok hatásának elhanyagolása viszont már annak feltételezésével egyenértékű, hogy a globális klímaváltozás regionális sajátosságai csak a belső változások átlagos mértékétől függenek, az azokat kiváltó külső okoktól nem.

E feltételezés az úgynevezett hasonlósági hipotézis, amely két általános cirkulációs modell-kísérleten alapszik (Manabe és Wetherald, 1980; Hansen et al., 1984). E számítások szerint a 2 %-os napállandó-emelkedéshez, illetve a CO_2 -koncentráció megkétszereződéséhez tartozó *egyensúlyi* válaszokban az évi középhőmérséklet területi eloszlása nagymértékben hasonló. Ugyanez teljesül az övezetes átlagok megváltozásának magasság szerinti eloszlására, sőt a felszíni zonális átlaghőmérsékletek havonkénti változásaira is. Hansen et al., (1984) ugyanezt az egyezést a felhőzet vonatkozásában is kimutatta. (A korábbi kísérlet előírt felhőzettel operált.)

Ez az egyezés azt jelenti, hogy – noha a két külső tényező megváltozása miatt fellépő, elsődleges energia-többletek területi (főleg övezetes) eloszlása nyilvánvalóan különbözik – a légkör önszabályozó mechanizmusai (főképpen a horizontális advekción, hiszen a felhőzet hatása az első kísérletben nem érvényesülhetett), e különbségeket kiegyenlíti. A modellek ilyen viselkedését bizonyos fokig megerősítik az egymást követő – a kormeghatározás pontatlanságai miatt szintén egyensúlyi jellegű – meleg paleoklimákhoz tartozó regionális anomáliák erősen simított térképei (Budyko és Izrael, 1987) is.

A *fokozatos felmelegedés* azonban a szárazföldekben és az óceánokban más-más időbeli lefutással realizálódik, kivált, ha időlegesen ellentétes tendenciák (pl. vulkánkitörések) okozta hatások is érvényre jutnak. A fokozatos felmelegedés egy-egy kiválasztott

időpillanatában ezért a változások területi eloszlása különbözhet attól, ami az ugyanakkora globális hőmérsékletváltozáshoz tartozó egyensúlyi választ jellemezné.

Ezzel összefüggésben *Bryan et al.*, (1982) és *Spelman és Manabe* (1984) kapcsolt óceán-légkör modellben kimutatták ugyan, hogy az övezetes átlagok alakulása az ugrásszerű, illetve a fokozatos CO₂-gerjesztéssel szemben hasonló, hacsak a koncentráció- növekedés nem túl gyors. Ugyanakkor a földrajzi hosszúság szerint is bontott változások (éppen e kontinensek és óceánok eltérő termikus igazodása folytán) már nem azonosak – mint azt először *Schneider és Thompson* (1981) megállapította, illetve *Bryan et al.*, (1982) közlésére adott válaszában *Thompson és Schneider* (1982) is fenntartotta, és azóta a legújabb, kapcsolt óceán-légkör modellek is megerősítették (*Bretherton et al.*, 1990). A hasonlósági hipotézisnek a nem-egyensúlyi változásokra kiterjedő érvényét így nem tudjuk az egyensúlyi érvényességéből levezetni.

Mint mondhatunk a hasonlósági feltételről a kisebb, egy fok alatti tartományon, ahol az általános cirkulációs modelleket – nagy belső zajuk miatt – egészen a legutóbbi időkig nem alkalmazták (pl. *Schneider*, 1984), de ahol már felhasználhatóak a műszeres mérések, és a külső kényszerekre vonatkozó tényleges megfigyelések? E források ugyancsak alátámasztják a zonális átlaghőmérsékletre vonatkozó hasonlóságot. *Vinnikov és Grojszman* (1979) például energia-egyensúlyi modell-egyenletek és parametrizációk felhasználásával igazolta, hogy a vulkánossággal, illetve a CO₂-koncentrációval szembeni érzékenység szélesség-idő metszete (megfelelő energetikai normálás után) hasonló. A hosszúság szerint is bontott érzékenységek a kiváltó okkal szembeni invarianciáját ugyanakkor *Wigley et al.*, (1985) megkérdőjelezi, elsősorban *Jones és Kelly* (1983) azon – kontinensek feletti léghőmérsékletre támaszkodó – eredményére hivatkozva, amely szerint az elmúlt 100 év két, melegedő tendenciájú időszakában a regionális trendek térképei nem hasonlóak.

A fenti vélekedéssel azonban azt a *saját kutatási tapasztalatunkat állíthatjuk szembe*, hogy a vizsgált időszakok regionális sajátosságait nem a kontinensek hőmérséklete határozza meg, hanem a teljes félgömbi átlaghőmérséklet, sőt – amint ezt korábban (*Mika*, 1988) bizonyítottuk – a kontinensek és az óceánok termikus állapota közötti különbség is szerephez jut. E mutatók pedig a kérdéses időszakokban nem egyeztek (lásd *I. táblázat*). *Jones és Kelly* (1983) eredményeiből tehát *nem következik a hasonlósági hipotézis hamis volta*.

I. táblázat:

A *Jones és Kelly* (1983) által definiált, monoton változású időszakok kontinentális hőmérsékleteinek (T_c), félgömbi átlaghőmérsékleteinek ($\langle T \rangle$) és a léghőmérséklet kontinens-óceán kontrasztjának (ΔT) idő-trendjei ($\pm$ szórás)

10^{-2} Kév^{-1}	dT/dt	$d\langle T \rangle/dt$	$d(\Delta T)/dt$
1917–1939	$2,3 \pm 0,4$	$1,9 \pm 0,3$	$0,6 \pm 0,3$
1940–1964	$-0,6 \pm 0,4$	$-0,9 \pm 0,3$	$-0,6 \pm 0,3$
1965–1980	$1,6 \pm 0,8$	$1,6 \pm 0,6$	$-0,1 \pm 0,8$

Voltaképpen tehát *sem bizonyítani, sem cáfolni nem tudjuk*, hogy a globális klíma-változás regionális sajátosságai függetlenek volnának a kiváltó okoktól. Elfogadása – amely a (6) formula szerinti közelítés egyenes következménye – a feladat túlzott bonyolultságának elkerüléséhez nélkülözhetetlen. A hasonlósági hipotézis bizonytalan igazságtartalma ugyanakkor megakadályozza, hogy bármely módszerrel kapott eredményt *önmagában* a jövőre vonatkoztassunk. Az extrapolálás megbízhatósága több becslési módszer együttes alkalmazása útján növelhető.

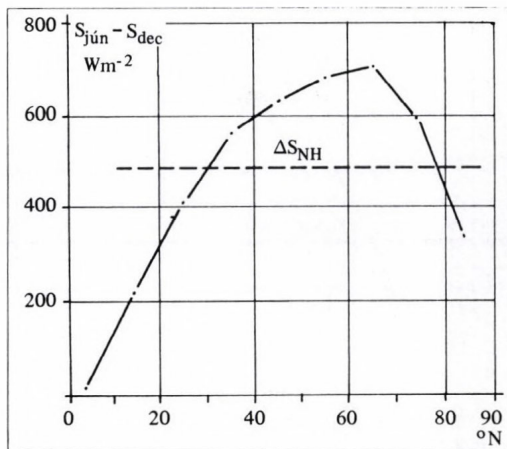
3. Az éves menet, mint a globális melegedéssel analóg folyamat

Ahhoz, hogy az éves menet időskálájú változásaiból egy lassú klímaváltozás analógjaként kezelhető mintát generáljunk, az egy csoportba tartozó hónapok átlagában az éghajlati rendszernek egyensúlyban kell lennie. (Enélkül ugyanis szinte tetszőleges eredményre juthatunk.) Ennek érdekében minden évszaktól egy-egy hónapot kiválasztva, olyan hónap-négyeseket képeztünk (Mika, 1987), amelyek mind a félgömbök közötti, mind pedig a légkör és az óceán közötti fáziskülönbségeket kiegyenlítették. Az összesen 22 db ilyen hónap-négyes félgömbi hőmérsékletei ± 2 fokos tartományt fogtak át. Az éghajlati elemek regionális és hemiszfrikus évi átlagai közötti kapcsolatot e hónap-négyesek segítségével vizsgáltuk, amelyek mindegyikét egy-egy (egyensúlyi) klíma analógjának tekintünk. A kapcsolat független változója a négy hónap hemiszfrikus átlaghőmérséklete, függő változója pedig egy-egy magyarországi állomás ugyancsak 4 havi középértéke volt.

E számítások szerint a magyarországi évi középhőmérséklet 1,5 – 1,7-szeres arányban követi a félgömbi átlag változásait. A csapadék évi összegének regressziós együtthatói szignifikáns pozitív kapcsolatra utalnak, szemben a (fél fokos változásokig terjedő) műszeres idősorokkal, ahol a nyári félévi csökkenést nem kompenzálja a téli félévi növekedés (Mika, 1988). A napfénytartam évi összegeit ugyancsak pozitív együtthatók, vagyis a kisebb változásokra is érvényes tendencia jellemzi.

A fenti eredmények birtokában vizsgáljuk meg, hogy az éves menet mennyire tekinthető analógnak a várható, fokozatos felmelegedéssel? E vizsgálatot a globális éghajlati kényszerek összehasonlításával kezdjük. A Nap látszólagos évi járása ugyanis két alapvető kényszert gyakorol az általános légkörzésre, illetve a különböző térségek éghajlatára. Az egyik a rövidhullámú mérleg övezetes módosulása, a másik pedig a léghőmérsékletben is megmutatkozó, kontinens-óceán kontraszt szabályozása.

1. ábra:
A rövidhullámú sugárzási mérleg júniusi és decemberi értékeinek különbsége az egyes szélességi övekben (Stephens et al., 1981 adatai alapján). $\Delta S_{NH} = 488 \text{ Wm}^{-2}$ e különbség területekkel súlyozott, félgömbi átlaga

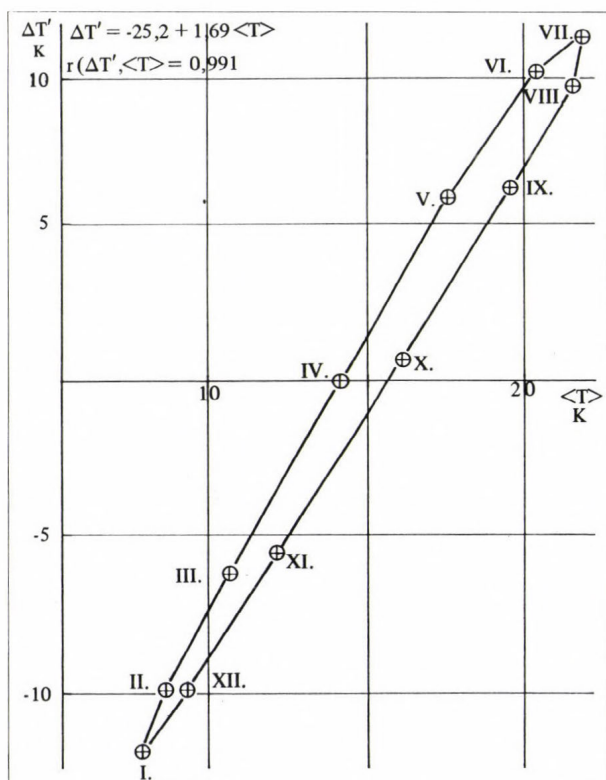


Az 1. ábrán a $Q_{\max}$ csillagászatilag lehetséges maximális napsugárzás és az α rendszerelbedő által meghatározott

$$S = Q_{\max} (1 - \alpha) \quad (7)$$

rövidhullámú mérleg júniusi és decemberi szélső értékei között ΔS különbségek övezetes átlagai láthatók Stephens et al., (1981) adatai nyomán. Megfigyelhető, hogy az energia-különbség övezetenkénti eloszlása korántsem egyenletes. A (területekkel súlyozott) félgömbi

átlag 488 Wm^{-2} értékéhez képest a 30. és 80. szélességek között nagyobb, ettől északra és délre viszont kisebb az energetikai kényszer mértéke. Ez az *egyenetlenség aligha felel meg* az üvegház-hatás erősödése miatti energia-többlet eloszlásának. A Kárpát-medence térségében az éves menet szerinti kényszer ugyanis meghaladja a félgömbi átlagot, míg Mika et al., 1991 szerint a 100 ppm-es CO_2 -növekedéshez tartozó $+1,28 \text{ Wm}^{-2}$ a (derültebb) nyári félévben is kisebb, mint az ennek megfelelő, $1,5 \text{ Wm}^{-2}$ évi átlagos félgömbi változás. Ez utóbbi számot Ramanathan et al., (1985) eredményére támaszkodva állítottuk elő, felhasználva, hogy a sugárzási mérleg megváltozása a koncentrációk hányadosának logaritmusával arányos (Ramanathan et al., 1985).



2. ábra:

Az északi félgömb kontinensei és óceánjai feletti léghőmérséklet különbségének függése a félgömbi átlagtól, az év 12 hónapjában. $\Delta T'$ – az évi átlagos kontrasztból való eltérés

A 2. ábrán bemutatjuk, hogy a kontinens-óceán léghőmérsékleti kontraszt az év folyamán gyakorlatilag párhuzamosan változik a félgömbi átlaghőmérséklettel. Adatforrásaink a félgömbi átlag- hőmérséklet esetében Crutcher és Meserve értékei (lásd Golitsyn, 1984), illetve Folland et al., (1984) óceán feletti léghőmérsékletei voltak. A kontraszt és a félgömbi átlaghőmérséklet *szoros lineáris kapcsolatának* módszerünk szempontjából az a jelentősége, hogy emiatt a félgömbi átlaghőmérsékletekkel szembeni regressziós együtthatók implicite a kontinens-óceán kontraszt hatását is tartalmazzák. Ha ugyanis az Y regionális éghajlati elem a félgömbi átlagnak és a kontrasztoknak a függvénye:

$$Y = Y(\langle T \rangle, \Delta T), \quad (8)$$

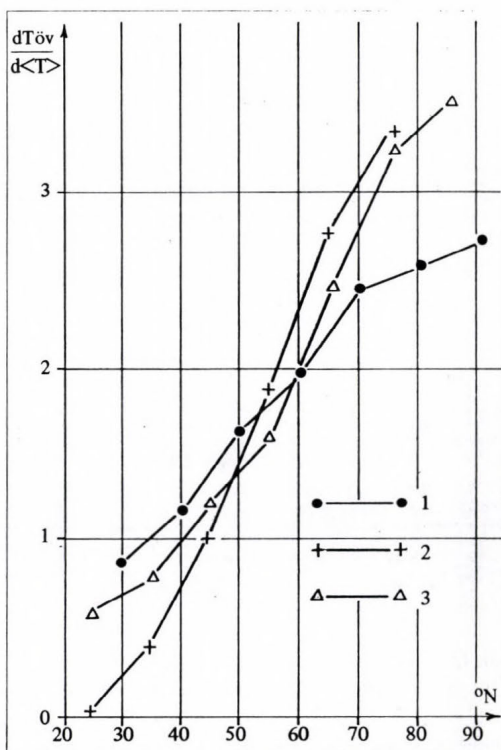
és az utóbbi változó az előbbitől nem független, akkor az Y -nak $\langle T \rangle$ szerinti megváltozására felírható

$$\frac{dY}{d\langle T \rangle} = \frac{\partial Y}{\partial \langle T \rangle} + \frac{\partial Y}{\partial \Delta T} \frac{d\Delta T}{d\langle T \rangle} \quad (9)$$

kifejezés második tagja általában nem zérus. A bal oldalon álló derivált ezért *csak akkor lehet érvényes* a tényleges melegedés esetére, ha a) a két félgömbi indikátor valódi kapcsolata megegyezik az éves menetből számítottal, vagy ha b) a ΔT kontrasztnak nincsen hatása a kérdéses meteorológiai elem helyi változására.

Az a) eset a tapasztalat szerint nem reális, minthogy a ΔT kontraszt, illetve a $\langle T \rangle$ hemiszférikus átlag lineáris trendjeinek hányadosa az elmúlt száz év legmeredekebb kontinentális (TC-szerinti) melegedésekor is csak 0,3 volt, szemben a 2. ábra szerinti 1,7-del. A b) feltétel bizonyos elemekre hazánk területén is teljesülhet, ám ezt független módszerekkel kellene vizsgálni. Ha e feltétel fennáll, az éves menetből számított deriváltak a tényleges változásra vonatkoztatása akkor is problematikus a sugárzási változások övezetes különbségei miatt (l. az 1. ábrához fűzött megjegyzést).

3. ábra:
A hőmérséklet szélességi övenkénti emelkedésének és a félgömbi átlagos melegedésnek a hányadosa az extratrópusi szélességeken.
1 – az éves menetből számítva;
2 – a Riss-Würm interglaciális kb. 2 fokos melegedése szerint
3 – a Pliocén optimum kb. négy fokos melegedése szerint
(Budyko és Izrael, 1987 adatai alapján)



E kérdés, vagyis az övezetes egyenetlenség torzító hatásának bemutatását a zónális átlaghőmérsékletek relatív érzékenységeinek elemzésével kezdjük. A 3. ábrán feltüntetettük a hőmérséklet övezetes átlagai és a félgömbi átlaghőmérséklet közötti kapcsolat lineáris együtthatóit 3 forrás, így elsőként Hanevszkaja, (1968) adataira támaszkodva (a 22 hónap-négyesből), továbbá a Riss-Würm interglaciális kb. 2 fokos, illetve a pliocén optimumhoz tartozó kb. négy fokos melegedéséhez rekonstruált övezetes, relatív megváltozások (Budyko és Izrael, 1987) alapján.

A három görbe ismeretében a következő megállapításokat tehetjük:

1. A relatív érzékenység a pólus felé monoton nő a földrajzi szélességgel. A növekedés meredeksége az éves menet szerint a legkisebb.

2. Az övezetes átlaghőmérséklet relatív érzékenysége a 47,5° N környezetében éppen az éves menet szerint a legmagasabb, (1,5 K/K, szemben a másik két görbe 1,1 – 1,3 K/K értékeivel).

Véleményünk szerint mindkét tapasztalat *összhangban van* az energetikai kényszernek az *I. ábrán* bemutatott nem egyenletes eloszlásával, amely erősebben „melegíti” a közepes szélességeket, mint a valódi klímaváltozás esetében. A csapadék és a napfénytartam vonatkozásában e sajátosságok minőségileg az alábbi *torzító következményekkel* járhatnak:

1. A valóságoshoz képest kevésbé meredek zonális érzékenységi profilból a zonális áramlás gyengülésének, vagyis a kontinentális *nedvesség-ellátottság romlási fokának alulbecslése* következik.

2. További tényező lehet a csapadékösszeg túlbecslésében az, hogy a ténylegesnél magasabb felszíni hőmérséklethez – az éves menet összefüggésében – *nagyobb labilitás* tartozik.

E két dinamikai jellemzőnek az 50. északi szélesség térségében jelentkező függését a félgömbi átlaghőmérséklettől, a *II. táblázat* második oszlopában foglaltuk össze, ugyan-

II. táblázat:

Az 500 hPa-os szinten számítható geosztrófikus szél (V_G^{500}), továbbá az 1000 és az 500 hPa, illetve az 500 és a 300 hPa közötti (virtuális) hőmérsékleti gradiens kapcsolata a félgömbi átlaghőmérséklettel, az éves menet szerinti számítás alapján, illetve négy általános cirkulációs modell (lásd a szövegben) átlagos viselkedése szerint

Y	Referencia $\bar{Y}$	Éves menetből $d\bar{Y}/d\langle T \rangle \pm 2\sigma$	Modellek átlaga $\Delta\bar{Y}/\Delta\langle T \rangle$
$V_G^{500} \text{ ms}^{-1}$	10,5	$-0,29 \pm 0,06$	–
$-\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{1000}^{500} \text{ K m}^{-1}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$(64 \pm 12) \cdot 10^{-6}$	$19 \cdot 10^{-6}$
$-\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{500}^{300} \text{ K m}^{-1}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$(77 \pm 13) \cdot 10^{-6}$	$51 \cdot 10^{-6}$

csak *Hanevszkaja* (1968) adataiból tovább számolva. A harmadik oszlop a vertikális labilitás változását négy általános cirkulációs modell- kísérlet (BMO, GISS, GFDL és NCAR; lásd bővebben a *IV táblázatban*) publikált ábráiból számszerűsíti alátámasztva, hogy az éves menetre támaszkodó módszer a vizsgált földrajzi szélességen valóban túlbecsüli a labilitást.

4. Szakirodalmi poleoklíma-rekonstrukciók és általános cirkulációs modell-kísérletek eredményeinek interpolálása

A *paleoklimatológiai rekonstrukció* több, a mainál pár fokkal melegebb időszakot ismer, amelyek azonban a csillagászai és a jégtakaró kiterjedésével kapcsolatos felszíni határfeltételek különbözősége miatt csak részben felelnek meg a közeli évtizedekben várható felmelegedés analógjaiként. További probléma, hogy a kormeghatározás pontatlansága

miatt a regionális átlagértékek csak valamilyen *egyensúlyi* klímaállapotra tekinthetők jellemzőnek. Ráadásul a regionális éghajlati jellemzők közvetett származtatása során keletkező hiba – különösen a maitól csak kevésbé különböző paleoklímákban – összemérhető magával a vizsgálandó különbséggel.

A vizsgálatokban Flohn (1977) nyomán leggyakrabban az 5,5 ezer évvel ezelőtti *Holocén interglaciális optimum*, a kb. 125 ezer év előtti *Riss-Würm* (más néven Eem, vagy Mikulin) *interglaciális optima* és a 3–4 millió éves *Pliocén optimum* szerepel. Az első a mainál kb. 1 K, a második kb. 2 K, a harmadik pedig kb. 4 K fokkal melegebb klímát reprezentál. A *rekonstrukciók* Magyarországra összesítő eredményeit a *III. táblázat* tartalmazza. A számok nagyobb részét a publikált térképek interpolálásával, kisebb hányadát magyarországi, vagy ehhez közel eső számszerű becslésből képeztük. A paleoklímák és a jelenlegi állapot egyszerű összehasonlítása – különösen a Holocén optimum esetében – jelentős hibaforrás lehet. Az összesen 10 szakirodalmi forrás bevonása e hiba szerepét is csökkenti.

A táblázatban nem szereplő források közül Kellogg (1977) és Butzer (1980) – a szakirodalomban korábban gyakran hivatkozott – térképeit azért nem vettük figyelembe, mert e kezdeti összesítések egybemossák a 4 és 8 ezer év közötti információkat. Ez lehet a magyarázata annak is, hogy a két térkép Európa nagy részén éppen ellentétes előjelű csapadék-anomáliát regisztrál. Pittock és Salinger (1982) rekonstrukciója 7 és 9 ezer évvel ezelőtre nyúlik vissza. Eredményeiket a maitól erősen eltérő csillagászati és jégkiterjedési határfeltételek miatt hagytuk figyelmen kívül. Ugyanez az oka a 9–10 ezer évvel ezelőtti klímákat reprodukáló általános cirkulációs modell-kísérletek teljes mellőzésének, és ezért nem támaszkodhatunk a 18 ezer évvel ezelőtti glaciális maximumra, mint ellentétes előjelű anti-analógra sem.

III. táblázat:

Három meleg paleo-klímához tartozó magyarországi értékek, különböző forrásokból származó térképekből interpolálva.

Források: a. Velicsko et al. (1982); b. Velicsko et al. (1983); c. Horyinszkij és Szavina (1985); d. Borzenkova és Zubakov (1983); e. SZU-USA (1982); f. Budüök és Izrael (1987); g. Kordos (1979); h. Pécsi (1977); i. Különböző szerzők, lásd Kordos (1979) és j. Huntley és Prentice (1988)

	Holocén optimum		Riss-Würm interglaciális		Pliocén optimum	
<T>	+1 K		+2 K		+4 K	
	Január	Július	Január	Július	Január	Július
Hőmérséklet (K)	--- 1 ^d --- 2 ^c	1 ^c 1 ^f 2 ^j	2 ^b	1 ^b 2,5 ^g 2,5 ^f 1 ^a	7 ⁱ 6 ^e 4 ^f	2 ⁱ 3 ^e 2 ^f
Átlag	2	1	3	1,7	5,7	2,3
	Évi összeg		Évi összeg		Évi összeg	
Csapadék (mm/év)	-20 ^c -100 ^d -50 ^f		+ ^b 0 ^a 0 ^f + ^h		+ ^e +150 ^f +500 ⁱ	
Átlag	-60		(+)		++	

A *III. táblázatban* szereplő adatokból – a számszerű eltérések ellenére – három következtetés levonható. Az *első* az, hogy a nagyobb globális melegedéshez nagyobb ma-

gyarországi melegedés tartozik – ha nem is szigorú lineáris szabály szerint. A *második*, hogy ezen belül a téli változás általában kétszerese a nyárinak. A *harmadik* következtetés szerint az évi csapadékösszeg a két fokos melegedés közelében már eléri, vagy meghaladja a mai értékeket. Ez az átfordulás összecseng az éves meneten alapuló becslésünkkel. A *fordulópont helyének és az átmenet meredekségének pontosítása* ugyanakkor további vizsgálatokat igényel.

A *standard másodfokú prognózisok* (pl. ugrásszerű CO₂ duplázódás) *területi eloszlásának tanulmányozása* ugyancsak alkalmas lehet a több fokos egyensúlyi klímaváltozás regionális sajátosságainak megállapítására. Az egyensúlyi jelleg és a tényleges, fokozatos változás közötti különbség azonban ez esetben is korlátja a kapcsolatok extrapolálhatóságának. További hibaforrás a modellek korlátozott térbeli felbontása és nem tökéletes fizikai felépítése. A modellek ugyanis több részmegoldásban elmaradnak a légköri dinamika kezelésének magas színvonalától.

IV. táblázat:

Egyensúlyi modell-válaszok Magyarország területére 7 szén-dioxid duplázódási kísérletben (Schlesinger és Mitchell, 1985; Wilson és Mitchell, 1987, illetve Mitchell et al., 1990 nyomán). UKMO – British Meteorological Office, Bracknell, Nagy-Britannia; UKHI – ugyanaz, nagyobb térbeli felbontással; GISS – Goddard Institute for Space Studies, New York, USA; GFDL – Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA; GFHI – ugyanaz, nagyobb térbeli felbontással; NCAR – National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA; CCC – Canadian Climate Center, Downsview, Canada

	UKMO	UKHI	GISS	GFDL	GFHI	NCAR	CCC
	Nyár (június-augusztus)						
Hőmérséklet (K)	+6	+4	+3	+5	+5	+2	+4
Csapadék (mm nap ⁻¹)	+(0)	-(0)	+(0)	-(0)	0	+1	-0,5
Talajnedvesség (cm)	-1	-1	+1,5	-1	-0,5	+(0)	-2
	Tél (december-február)						
Hőmérséklet (K)	+8	+6	+5	+6	+5	+7	+3
Csapadék (mm nap ⁻¹)	+0,5	+(0)	+(0)	+(0)	+0,5	+1	+0,5
Talajnedvesség (cm)	+2	+1	+2	0	+2	+2	+1
	Globális melegedés						
Évi átlag (K)	5,2	3,5	4,2	4,0	4,0	3,5	3,5

Mivel a modellek folyamatosan tökéletesednek, a *IV. táblázat*ban csak az általunk ismert legutolsó változatokkal publikált eredményeket foglaltuk össze. (E változatokban a felhőzet már a modell belső változójaként igazodik a többi állapotjelzőhöz.) A feldolgozott hét kísérletben a *globális egyensúlyi melegedés 3,5 és 5,2 K fok közé* esett.

A publikált térképekből származtatott adatokból kitűnik, hogy amíg a *téli magyarországi sajátosságok* jól egybeesnek (jelentős melegedés, növekvő csapadék és talajnedvesség), addig a *nyári kép* nem ilyen egyértelmű. Az egymástól csupán 50 %-kal eltérő globális melegedésekkel szemben a magyarországi *hőmérsékletek* eltérése háromszoros. A *csapadék*, és még inkább a *talajnedvesség megváltozásának pedig az előjele sem egyezik a különböző modellekben!* Annyi azért megállapítható, hogy a magyarországi *nyári félévi klímának a melegedés kezdetéhez tartozó szárazabbá válása további néhány fokos globális felmelegedés esetén megszűnik.* (Évi átlagban ez már két fok körül valószínű; vö. a *III. táblázattal*.) A

felhőzet vonatkozásában Hansen et al., (1984) modellje szerint a 4,2 K globális melegedéshez megközelítően a mai felhőborítottság felel meg.

E becslések mind *egyensúlyi jellegűek*, aminek van előnyös és hátrányos vonatkozása. *Előnyös*, hogy az ilyen változásokra valószínűleg teljesül a hasonlósági hipotézis (vagyis a globális melegedés okaitól való függetlenség, – lásd a 2. pontban). *Hátrányos* viszont, hogy a fokozatos melegedés regionális sajátosságai – az éghajlati rendszer egyes komponenseinek eltérő ütemű melegedése és a cirkuláció ezzel kapcsolatos, további módosulása miatt – eltérhetnek az egyensúlyi képtől.

Az általános cirkulációs modelleken alapuló, regionális scénáriók terén új fejlemény a *tranzien্স kísérletek* megjelenése. Az üvegház-hatás erősödésének időbeli és térbeli lefutását elsőként Hansen et al., (1988) vizsgálta, a légkört úgynevezett *termodinamikai óceánnal* határoló modellben. A fokozatos melegedés problémáját az *óceán teljes hidrodinamikai* modelljére támaszkodva vizsgáló szimulációra ez idő szerint a GFDL (Princeton, USA), illetve az NCAR (Boulder, USA) kutatói vállalkoztak (Stouffer et al., 1989; Washington és Meehl, 1989). Az előbbi publikáció csupán a 2 K globális melegedéshez (a 61–70. modell-évek átlaga) tartozó évi átlagos változások területi eloszlásáról számol be, míg a második közli a 26–30. évekhez tartozó 0,7 K fokos melegedés részletes térképeit. Mivel azonban a kapcsolt óceán-légkör modellek belső szórása – gerjesztés nélkül, állandó külső feltételekkel is – több tized fok (a GFDL modellé 20 évi átlagokra is 0,2 K hazánk térségében – Bretherton et al., 1990), továbbá egyes térségek anomáliájában különös viselkedést mutat (például 6 K hűlés az Atlanti-óceán északi részén télen), e kis melegedés területi sajátosságainak modell-mezői ma még nagyon bizonytalanok és esetlegesek. A nagy változásokig elmenő, eddig *egyetlen nem-egyensúlyi kísérletben* (Stouffer et al., 1989) a lokális relatív érzékenység évi átlagban kb. 1,1 – 1,2, amint ez Bretherton et al., (1990) 6,4, illetve 6,5 ábráiból kiszámítható. Egyensúlyi modell-válaszként ez az érték 1,24 (ti. a téli és nyári változások átlagaként) vagyis eszerint az évi átlagban az egyensúlyi, illetve a tranzien্স érzékenység alig különbözik.

5. Következtetések

Az eddigiekben, valamint a korábban (Mika, 1988) bemutatott kapcsolatokat az alábbiakban foglalhatjuk össze (V. táblázat)

V. táblázat:

A magyarországi hőmérséklet évszakos, illetve a csapadék évi átlagos, egyensúlyi jellemzőinek összefoglalása a félgömbi átlaghőmérséklet emelkedése esetén. Relatív változások: a változás és a hőmérséklet-emelkedés hányadosa, a mai értékhez képest

Félgömbi változás	Hőmérséklet (K/K)		Csapadék (mm/K)
	nyár	tél	évi összeg
0,5 K	1,5	–	–60 (± 20)
1 K	0,8	1–2,5	–60 (± 40)
2 K	0,8	1,5	nem negatív
4 K	0,6 – 0,9	1,5	+10 – 100

A *nyári/nyári félévi* magyarországi, illetve északi félgömbi hőmérséklet-változások aránya a kezdeti, 1-et meghaladó értékről elég hamar 0,6 és 0,9 közé esik vissza. A *téli/téli félévi hőmérséklet* kezdetben nem mutat kapcsolatot a félgömbi átlaggal, majd körülbelül egy fokos hemiszférikus melegedés után kb. 1,5-szeres relatív értékben stabilizálódik, tartósan felülmúlva ezáltal a nyári melegedés mértékét. Az *évi csapadékösszeg* a fél és az egy

fokos félgömbi melegedés tíz százalék körüli csökkenést mutat, ami főleg a nyári félévben realizálódik, bizonyos téli kompenzációval. A csökkenő tendencia kb. 2 fok körül megfordul, és kb. 4 fokonál évi átlagban már nagy pozitív csapadék-többlet valószínűsíthető. A *nyári csapadék*, és a termikus tényezők hatására, még inkább a *talaj nedvességtartalma* azonban csak ennél nagyobb melegedésre válik kedvezőbbé. A *napfénytartam* kezdeti, *nyári félévi* növekedése (Mika, 1988) a regionális modellszámítások (Mika et al., 1991), illetve az éves menetre támaszkodó módszer (2. pont) eredményei szerint legalább a +2 K fokos melegedésig fennmarad.

Hazánk jövőbeli éghajlatának megfelelő jelenkori *területi analógok* is kijelölhetők a környezeti és gazdasági hatások elemzéséhez. A két szélső hónap hőmérséklete, illetve az évi csapadékösszeg alapján erre a következő (reprezentáns állomásaikkal jellemzett) területek jönnek számításba, Péczely, (1984) adatai alapján:

°C	Jelenkori területi analógok
0,5	Országhatáron belüli különbségek, Bácska-Bánát, Zsil völgye;
1	Várna, Plovdiv;
2	Burgasz, Jalta;
3	Bologna;
4	Firenze, (Washington).

A globális melegedés erősödésével tehát *kezdetben* az analóg területek *tőlük délkeletre esnek*, majd körülbelül *két fok után* egyre *nyugatabbi területek* jönnek számításba. E felsorolás bővíthet, ha kisebb – reprezentatív, hosszú sorozatú állomással nem rendelkező – térségeket is figyelembe veszünk. Az időbeli bontás finomításával, illetve más elemeket is bevonva, ugyanakkor az *analóg térségek száma csökkenhet*, sőt lehetséges, hogy egy-egy globális változashoz nem is találunk minden északra és meteorológiai elemre nézve megfelelő analógiát.

IRODALOM

- Borzenkova, I. I. and Zubakov, V. A., 1983: The late-atlantic climatic optimum of the Holocene as a model of global climate of the early 21-st century. *US/USSR Meeting of Experts Leningrad*
- Bretherton, F., Bryan K. and Woods, J. D., 1990: Time-dependent greenhouse-gas-induced climate change. In: *IPCC WG-I Report, WMO-UNEP*, 175–194.
- Bryan, K., Komro, F. G., Manabe, S. and Spelman, M. J., 1982: Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. *Science* 215, 56–58.
- Budyko, M. I. and Izrael, Ju. A. (red.), 1987: *Antropogennüje izmenenyija klimata*. Gidromet. Izd., Leningrad, 404 o.
- Butzer, K. W., 1980: Adaptation to global environmental change. *Professional Geographer* 32, 269–278.
- Flohn, H., 1977: Climate and energy: a scenario to a 21-st century problem. *Climatic Change* 1, 5–20.
- Folland, C. K., Parker, D. E. and Kates, F. E., 1984: Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. *Nature* 310, 670–673.
- Golitsyn, G. S., 1984: Almost empirical approaches to the problem of climate, its variations and fluctuations. *Adv. Geophys.* 25, 85–115.
- Hanevszkaja, I. V., 1968: *Temperaturnüj rezsim szvobodnoj atmosferü nad szervernüm polusarijem*. Gidrometeoizdat, Leningrad

- Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russel, G., Stone, P., Fung, I., Ruedy, R. and Lerner, J., 1984: Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*. *Geophys. Monograph* 29, 130–163.
- Hansen, J., Fung, I., Lacis, A., Rind, D., Lebedeff, S., Ruedy, R. and Russel, G., 1988: Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Sciences three dimensional model. *J. Geophys. Res.* D93, 9341–9364.
- Hotyinszkij, N. A. and Szavina, Sz. Sz., 1985: Paleoklimaticeskij szhemü teritorii SzSzsZR v borealnom, atlanticeszkom i szubborealnom periodah holocena. *Izv. AN SzSzsZR, Szer. Geograf.*, 4, 18–34.
- Huntley, B. and Prentice, I. C., 1986: Pollen data and climate estimates for 6000 and 9000 yr B. P. from Europe. In: *Global climates 6000 and 9000 yr B. P.* (COHRAM Members ed.), Univ. Minnesota Press
- Jones, P. D. and Kelly, P. M., 1983: The spatial and temporal characteristics of Northern Hemisphere surface air temperature variations *J. Climatology* 3, 243–252.
- Kellogg, W. W., 1977: Effects of human activities on climate. *WMO TECHNICAL Note 156*, WMO No. 486, Geneva
- Kordos L., 1979: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. *OMSZ Hiv. Kiadv.*, L. 168 o.
- Manabe, S. and Wetherald, R. T., 1980: On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere *J. Atmos. Sci.* 37, 99–118.
- Mika J., 1987: A meteorológiai elemek éves menetének felhasználása a globális klímaváltozások regionális sajátosságainak becslésére. *Időjárás* 91, 34–42.
- Mika J., 1988: A globális felmelegedés regionális sajátosságai a Kárpát-medencében. *Időjárás* 92, 178–189.
- Mika J. és Pálvölgyi T., 1990: A légkör üvegház-hatása és az éghajlat. II. Változások a Kárpát-medencében. *Környezet és Fejlődés* 1. 53–57.
- Mika J., Kovács E., Németh P. and Rimóczi-Pál A., 1991: Parametrization for regional energy balance climate modelling over Hungary. *Advances in Space Research* 11, 101–104.
- Mitchell, J. F. B., Manabe, S., Tokioka, T. and Meleshko, V., 1990: Equilibrium climate change. In: *IPCC WG-I Report*. WMO-UNEP, 139–174.
- Pécsi M., 1977: A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. *Geonómia és Bányászat* 10, 183–221.
- Péczely Gy., 1984: *A Föld éghajlata*. Tankönyvkiadó, Budapest
- Pittock, A. B. and Salinger, J. M., 1982: Towards regional scenarios for a CO₂-warmed Earth. *Climatic Change* 4, 23–40.
- Ramanathan, V., Singh, H. B., Cicerone, R. J. and Kiehl, J. T., 1985: Trace gas trends and their potential role in climate change. *J. Geophys. Res.* 90, 5547–5566.
- Shlesinger, M. E. and Mitchell, J. F. B., 1985: Model projections of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. In: *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide* US Dept. Of Energy., Washington, 81–148.
- Schneider, S. H. and Thompson, S. L., 1981: Atmospheric CO₂ and climate: Importance of the transient response. *J. Geophys. Res.* C86, 3135–3147.
- Schneider, S. H., 1984: On the empirical verification of model-predicted CO₂-induced climatic effects. In: *Climate processes and Climate Sensitivity*. *Geophys. Monograph* 29.
- Spelman, M. J. and Manabe, S., 1984: Influence of oceanic heat transport upon sensitivity of a model climate. *J. Geophys. Res.* C89, 571–586.
- Stephens, G. L., Campbell, G. G. and Vonder Haar, T. H., 1981: Earth radiation budgets. *J. Geophys. Res.* C86, 9739–9760.
- Stouffer, R. J. Manabe, S. and Bryan, K., 1989: Inter-hemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric carbon-dioxide. *Nature*, 342, 660–662.
- SZU-USA, 1982: Vlijanyije uvelicsenija kolicestva uglegiszlago gaza v atmosfere na klimat. *Mat. Szovetszko- amerikanszkogo szovescs.* 1981, Gidrometizdat, Leningrad

- Thompson, S. L. and Schneider, S. H., 1982: Carbon dioxide and climate: the importance of realistic geography in estimating the transient temperature response. *Science* 217, 1031–1033.
- Velicsko, A. A., Gricsuk, V. P., Gurtovaja, E. E., Zelikszone, E. M. és Boriszova, O. K., 1982: Paleoklimaticuszkie rekonsztrukcii dlja optimuma mikulinszkogo mezslednyikovja na territorii Evropii. *Izv. An SzSzSzR Szer. Geograf.*, 1, 15–27.
- Velicsko, A. A., Gricsuk, V. P., Gurtovaja, E. E. és Zelikszone, E. M., 1983: Paleoklimat territorii SzSzSzR v optimum poszlednyego (mikulinszkogo) mezslednyikovja. *Izv. An SzSzSzR Szer. Geograf.*, 6, 30–45.
- Vinnikov, K. Ja. és Grojszman, P. Ja., 1979: Empiricszskaja model szovremennüh izmenenyij klimata. *Meteor. i Gidrol.*, 3, 30–43.
- Washington, W. M. and Meehl, G. A., 1989: Climate sensitivity due to increased CO₂: Experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Climate Dynamics* 4, 1–38.
- Wigley, T. J. L., Jones, P. D. and Kelly, P. M., 1985: Empirical climate studies. Warm scenarios and the detection of a CO₂-induced climatic change. In: *An Assessment of the Role of Carbon Dioxide and Other Radiatively Active Constituents in Climate Variations and Associated Impact*. Chapter 6.
- Wilson, C. and Mitchell, J. F., 1987: A dubled CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean. *J. Geophys Res.* 92, 13315–13343.

Hemiszférikus éghajlati adatbázis létrehozása a fluktuációk vizsgálatára

Bartholy Judit

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

Bottyán Zsolt

József Attila Tudományegyetem, H-6720 Szeged, Egyetem utca 2.

Ihász István

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

Pálvölgyi Tamás és Práger Tamás

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

A tanulmány célja az – évtizedes időskálán fellépő – éghajlati fluktuációk térbeni eloszlását és időbeni lefolyását nyomonkövető módszer létrehozása volt. A dolgozat első részében röviden ismertetjük néhány hemiszférikus havi átlagos mező (700 hPa geopotenciál, SST, hó- és jégborítottság) hosszú idősorait, majd a második részben bemutatjuk a különböző mezőket egységes adatbázissá rendező interpolációs módszert. Végül bemutatjuk a távkapcsolatok és fluktuációs jelenségek megjelenítésére kifejlesztett számítógépes grafikus programot.

*

Compilation of a hemispherical data base for the investigation of climatic fluctuations. The aim of this study is to construct a method which is suitable for investigation of spatial distribution and life cycle of climatic fluctuations arising on decadal time scale. In the first part of present article the long series of some selected hemispherical monthly mean fields (700 hPa geopotential height, SST and snow/ice coverage) are briefly described. In the second part we show an interpolation method which forms an integrated data base from the series of fields mentioned above. Finally, the developed visualisation software for the graphical interpretation of fluctuations and teleconnections is described.

1. Bevezetés

Az éghajlat múltbeli ingadozása, illetőleg esetleges jövőbeni megváltozása napjaink egyik legidőszerűbb tudományos kérdése. Széles szakmai körökben elfogadott vélekedés, hogy az éghajlat természetes állapota a változékonyság (MacCracken, 1986); e térben és időben egyaránt jellemző sajátosság alakítja ki a tundráktól a trópusokig terjedő, glaciálisokban és interglaciálisokban testet öltő sokszínű éghajlati képet. Az éghajlati változékonyság egyik forrása az úgynevezett *kényszerített változékonyság*. Itt a légkör kémiai összetételében, a szoláris aktivitás mértékében, illetve a Föld pályaelemeiben, mint külsőnek tekinthető kényszerfeltételekben bekövetkező ingadozások és trendek okozzák az éghajlati rendszer egyensúlyi állapotának a megváltozását. A változékonyság másik formája a kölcsönhatások szerkezetében keresendő: mind több jel mutat arra, hogy környezetünk olyan dinamikai rendszert alkot, amelynek viselkedése még a külső feltételek állandósága mellett

is kaotikus (vagy ahhoz hasonló) jelleget mutat (Lorenz, 1979). Bár az éghajlati karakterisztikák megfigyelt változékonysága természetesen az autonóm instabilitás és a kényszerített változékonyság együttes és egyidejű hatását tükrözi, jó okunk van feltételezni, hogy az elmúlt 30–100 évben az éghajlat kényszerített megváltozása még olyan csekély mértékű volt (ICSU/UNEP/WMO, 1986), hogy a tapasztalt (az átlagok körüli fluktuációban testet öltő) változékonyságért elsősorban az éghajlati rendszer instabilitása felelős.

Alapvető célkitűzésünk, a fent vázolt *éghajlati fluktuációk* térbeli eloszlásának, időbeni lefutásának, illetőleg távkapcsolatszerű egyidejű vagy időben retardált fellépésének feltérképezése. Az így szerzett ismeretanyag alkalmazása kettős célt követ: egyrészt a hazai fejlesztésű, illetőleg adaptációjú éghajlatmodell-park (Práger és Kovács, 1988; Pálvölgyi, 1990; Várnai, 1989) további tesztelésére szolgál, másrészt a visszacsatolási hatásmechanizmusok feltárásával elmélyítheti az éghajlati rendszer működéséről kialakított ismereteinket. Az éghajlati fluktuációk vizsgálatára a következő fejezetben felsorolt északi-félgömbi havi átlagos mezők több évtizedes sorozatait választottuk, alkalmazott módszerünk pedig e mezők külön-külön és együttes analízisére támaszkodik. A kitűzött feladatot több lépcsőben valósítjuk meg: jelen munkában az éghajlati mezők hurokfilm-szerű megjelenítését, a távkapcsolatok vizuális azonosítását megkönnyítő szoftverrendszert ismertetjük, míg az ily módon feltárt fluktuációs patternek és távkapcsolatok matematikai azonosításáról a későbbiekben számolunk be.

2. Az adatbázisok

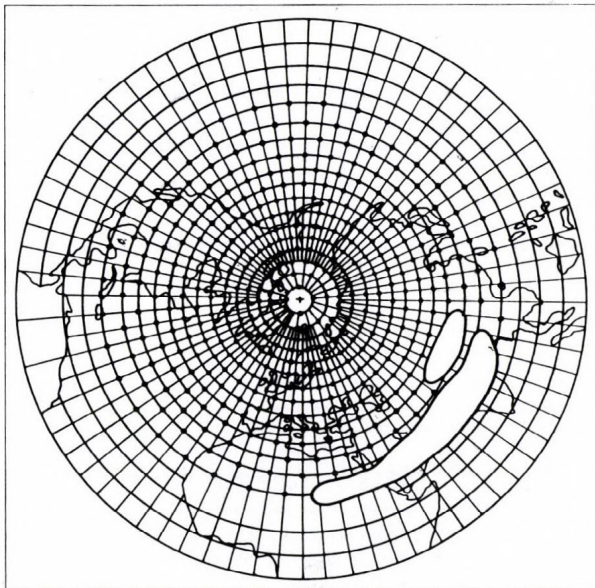
Az adatbázisok létrehozása során olyan állapotjelzőket választottunk vizsgálatinkhoz, melyekről feltételezhető, hogy az éghajlati fluktuációk kialakulásánál, detektálásánál és elemzésénél jelentős szerepet játszhatnak. Ugyanakkor nem tekinthettünk el annak megkövetelésétől sem, hogy adatbázisaink megbízható eredetű, az Északi-félgömböt megfelelő sűrűségben és mértékben lefedő, illetve elég hosszú időszakra vonatkozó összetevőkből álljanak. Az alább ismertetésre kerülő – három paraméterből álló – éghajlati adatbázis természetesen korántsem tekinthető teljesnek, lehetőségeinknek megfelelően bővíteni kívánjuk. Lényegesnek tartjuk az egységes éghajlati adatbázis kiinduló adatsorainak pontos ismertetését, hiszen csak ezek eredetének, sűrűségének, adathiányainak, adatpótló technikáinak ismeretében mérhetjük fel vizsgálataink eredményeinek valódi értékét.

2.1. A hemiszférikus 700 hPa-os magassági mezők vizuális megjelenítéséhez használt adatbázis leírása

Az eredeti rádioszondás adatokat feldolgozó hemiszférikus vizsgálatok előnye a rácspontokra interpolált hálókkal szemben az adatok pontossága, hátránya viszont az állomáshálózat egyenlőtlen eloszlása, valamint, hogy az óceánok felett és az alacsony szélességeken nincsenek észlelések. Az optimális megoldás tehát egy olyan rácsponti értékeket tartalmazó állomány lenne, melyben a hiányos területek adatait egyéb adatok, esetleg előrejelzési módszerek felhasználásával pótolnák és így a hiányok egy része, valamint a durva interpolációból eredő pontatlanságok kiküszöbölhetőek lennének. Erre tettek kísérletet az amerikai National Meteorological Centerben (NMC, Washington, D. C.), mikor a rendelkezésre álló műholdadatok és a légierő által gyűjtött észlelési adatok mellett egy numerikus előrejelzési modellt is alkalmaztak a hiányzó rádioszondás adatok becsléséhez.

Az alkalmazott hálón diagonálisan elhelyezkedő rácspontok a földrajzi szélességi körök szerint 5 fokként, a hosszúsági körök szerint 10 fokként helyezkednek el. A hálózat szabályos rendben lefedi a 15° és a 90° északi-szélességi körök közötti térséget. Hogy a rácsponti értékek mindegyike megközelítőleg ugyanakkora területet reprezentáljon, a magas szélességi körökön ritkítottuk a hálót, valamint a Himalája, India és az Arab-félsziget vidékéről az állandó adathiányos 20 rácspontot elhagytuk (Barnston és Livezey, 1985).

Az így kapott 358 pontos hemiszférikus rácshálózatot az 1. ábrán mutatjuk be. A 700 hPa-os napi geopotenciál mezőkből átlagolással havi átlagmezőket állítottunk elő. Az idősor hossza: 1950. július – 1985. június. A napi geopotenciál-mezők közül néha egy-egy



1. ábra:
A hemiszférikus 700 hPa-os havi
átlagos geopotenciál mezők rácsháló-
zata. (Diagonális rács: 358 rácspont,
a szélességi körökön 5° -os,
a hosszúsági körökön 10° -os)

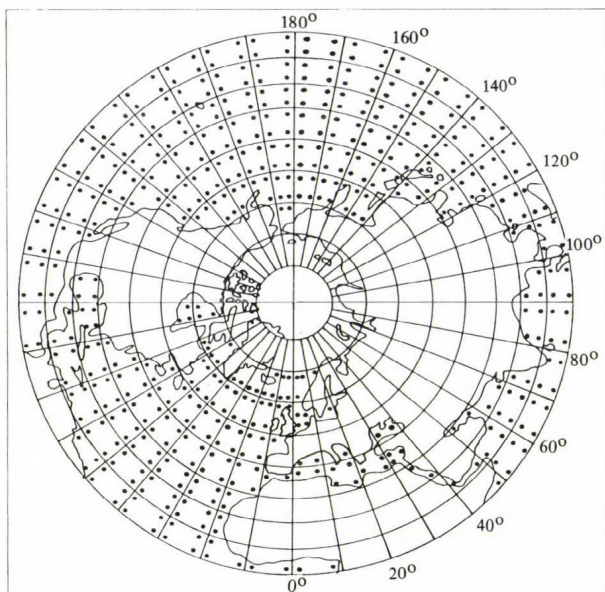
izolált mező hiányzott (94,8 %-os volt az értékes adatok aránya), de a havi átlagolás során ezek eltűntek, így a 35 éves havi hemiszférikus adatsorban nincs adathiány (Bartholy, 1988, 1990).

2.2. A hemiszférikus tengerfelszín hőmérsékleti (SST) mezők vizuális megjelenítéséhez használt adatbázis leírása

A tengerfelszín hőmérséklet (SST) hemiszférikus havonkénti adatai egy 5×5 fokos földrajzi rácshálózat pontjaiban állnak rendelkezésre az 1854–1987 közötti időszakban, amelyet az angol meteorológiai szolgálat bocsátott rendelkezésünkre (a rácshálózatot a 2 ábrán mutatjuk be). Az eredeti angol adatbázist a tengeri hajók mérési adataiból, egy „szelektált” havi összegzéssel állították elő. Az eljárás során egy sűrű ráccsal fedték le a térséget és az időben és térben nagyon szabálytalanul jelentkező mérési adatokat havonta a rácsnégyzetekre átlagolták. A középérték meghatározásánál nem vették figyelembe azokat a mérési adatokat, melyek a klimatológiai átlagtól a szórás 3,5-szeresénél jobban tértek el (Hamilton, 1988).

Az 1. táblázatban a rendelkezésre álló értékes adatok mennyiségét tüntettük fel az idő függvényében. Ezzel az interpolációs eljárással – valamint figyelembe véve, hogy a tengeri hajók útvonalai nem egyenletesen hálózják be az óceánokat – semmiképpen sem várhatunk teljes adatfedettséget. Jól látszik a táblázatból, hogy a vizsgált három dekádban (1. dekád: 1951–1960; 2. dekád: 1961–1970; 3. dekád: 1971–1980) az értékes adatok aránya – kismértékben ugyan –, de egyenletesen javult. Az évszakok között e tekintetben nem mutatható ki szignifikáns különbség.

A másik két vizsgált meteorológiai elemmel összhangban az 1951. január és az 1985. december közötti időszakban végeztük el az SST mezők interpolációját a következő szakaszban bemutatásra kerülő 26x26 pontból álló derékszögű rácshálózatra.



2. ábra:
Havi átlagos tengerfelszín
hőmérsékleti mezők rácshálózata.
(Négyzetes rács: Északi-hemiszféra,
a szélességi és a hosszúsági körökön
5°-os rács távolság)

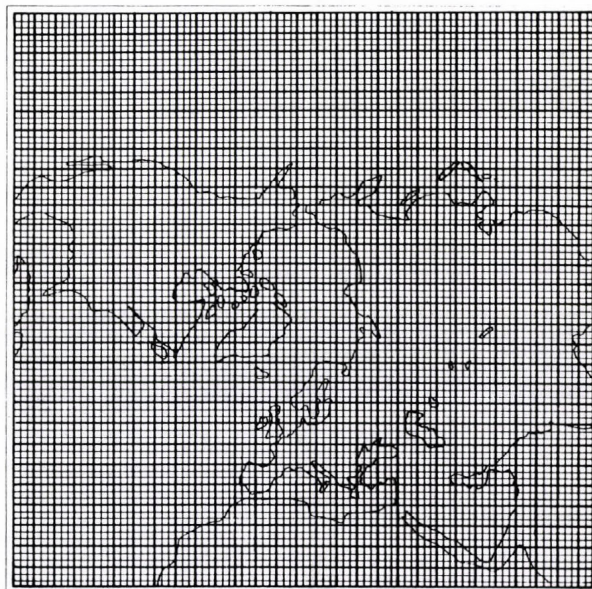
I. táblázat:

Az SST idősor értékes adatainak megoszlása dekádonként és évszakonként %-ban (1951–1980-as időszak)

Adatsor	Évszakok			
	tél (január)	tavasz (április)	nyár (július)	ősz (október)
1. dekád 1951–1960				
Hiánytalan	38	38	39	39
Részben hiányos	15	16	17	17
Értékes adat nélküli	47	46	44	44
2. dekád 1961–1970				
Hiánytalan	36	37	37	37
Részben hiányos	19	19	19	20
Értékes adat nélküli	45	44	44	43
3. dekád 1971–1980				
Hiánytalan	37	37	37	40
Részben hiányos	19	19	19	16
Értékes adat nélküli	44	44	44	44

2.3. A hemiszférikus jég- és hófedettségi mezők vizuális megjelenítéséhez használt adatbázis leírása

Az amerikai NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) Állami Műhold Szolgálat (National Environmental Satellite Service – NESS) 1966. novembere óta veszi és hetente, illetve havonta archiválja az Északi-félgömb jég- és hófedettségi viszonyait (Dewey és Heim, 1981). Ezeket az 1:50 000 000 kicsinyítési arányú sztereografikus projekcióval készült, 89x89-es rácshálózattal lefedett térképeken, binárisan kódolt formában tárolták (alaptérkép a rácshálózattal: 3. ábra).



3. ábra:
Hemiszférikus havi jég- és hófedettségi mezők rácshálózata.
(Rácshálózat: két variációban;
a) 89 x 89-es rács, bináris kódok,
b) 30 x 30-as rács, kumulatív kódok)

A 89 x 89-es adatmátrix lényegében az egész Északi-hemiszférát lefedi, kivéve a trópusok egy kis részét, mely azonban hófedettség szempontjából nem jelent információvesztést. Azok az elemi rácsterületek lettek fedettnek kódolva (1-es kód = hóval vagy jéggel fedett; 0 kód = nem fedett), amelyeknek legalább 50 %-át borította hó vagy jég a műholdfelvételeken. Az adatbázis archiválása során a földfelszíni megfigyelések adataival folyamatosan pótolták a zárt lombkoronájú erdők, illetve a tartós felhőfedettség által előidézett adathiányokat.

a) A mikrofilmen 1986-ban kapott havi hemiszférikus hófedettségi mezőket tartalmazó állomány komplett számítógépes adathordozóra vitelére nem vállalkozhattunk. Akkor egy ritkább hálót alkalmazva, 3 x 3 rácspontot összefogva, kumulatív kódolással, a lefotózott és kinagyított mezőket fóliával leolvastuk. Így 30 x 30-as hemiszférikus rácshálózattal jellemeztünk egy-egy hó- és jégfedettségi mezőt. (Az 1987-ben zajló leolvasáshoz a Központi Meteorológiai Intézet Módszertani Csoportja és a Központi Előrejelző Intézet Hosszútávú Előrejelző Csoportja nyújtott segítséget, mint a generált állomány potenciális felhasználói.) A kumulatív kódolás eredményeként kapott 30 x 30-as hemiszférikus rács területeihez a 0–9 kódértékeket rendeltük hozzá. Az értelmezés szerint a 0 érték azt jelenti, hogy a 9 terület egyiken sincs hó vagy jég; a 9 érték azt, hogy mindegyikén van. A leolvasott mezőadatokat lyukkártyára vittük, majd az OMSZ Számítóközpont BASF gépén végeztük el a generált mágneslemez állomány tesztelését (Bartholy, 1989).

b) A mágnesszalagon 1990 nyarán kapott hemiszférikus hófedettségű állomány a heti és havi hemiszférikus hó- és jégfedettségű mezőket tartalmazza az 1966. november – 1988. december időszakra. Az állomány formátuma és részlegesen a tartalma is 1981. január elejével – az alábbiakban leírt módon – változik meg:

- az 1981–1988 időszakban csak az Északi-félgömb kontinentális hófedettségű adatait tartalmazza; (a tengeri jégadatok hiányoznak);
- a beolvasott mezőadatokat tartalmazó 89x89-es adatmátrixot a főátlóra tükrözve és az óramutató járásával ellentétes irányban 90°-kal elforgatva kapjuk a korábban alkalmazott formátumot.

Az egységessé transzformált 22 éves adatállományt összevetettük az 1986-ban kapott mikrofilmes adatokkal. Az átfedő időszakban eltérést közöttük nem tapasztaltunk. Az új állomány előnyeit a következőkben foglalhatjuk össze: 1. 89x89-es finomabb felbontású rácshálózat; 2. 5 évvel hosszabb az idősor; 3. a havi mezők mellett a heti adatokat is tartalmazza az adatállomány. A spline módszerhez a 89x89-es binárisan kódolt mezőket és a 30x30-as kumulatív kódolású mezőket is elkészítettük. A fent leírt jégadathiányt kivéve az adatállomány teljes és ellenőrzött.

3. A vizuális megjelenítés módszere

Az adatbázisok fenti részletes ismertetéseiből bizonyára kitűnt, hogy az alapadatok különböző sűrűséggel, eltérő rácsstípuson és térképvetületen álltak rendelkezésre. Ezek egységesítése egy éghajlati adatbázis alapkritériuma. E szakaszban elsőként az optimálisnak tekinthető közös rács és vetület kiválasztásának szempontjait ismertetjük. Ezután kerül sor az egységes rácsra való interpolációt végző biharmonikus spline módszer leírására. Végül a hurokfilmszerű megjelenítést realizáló számítógépes eljárás kerül bemutatásra, mely a mezőegyüttesek vizuális dinamikus analízisét teszi lehetővé.

3.1. Az egységes térképvetület kiválasztása

Azt a célt szem előtt tartva, hogy a fent bemutatott meteorológiai mezőket egységes formában kívánjuk megjeleníteni és analízálni, kiválasztottuk a feladathoz optimális térképvetületet és erre transzformáltuk a különböző állapotjelzőket. A térképvetület kiválasztásánál az alábbi szempontokat vettük figyelembe.

a) Mivel vizsgálatunk tárgya a teljes Északi-félgömb, ezért a terület leképezése folytonos kell hogy legyen, így hengervetületet nem lenne célszerű alkalmazni.

b) A poláris vetületek közül a legelterjedtebb a sztereografikus vetület; ennek hátránya, hogy nem területtartó és így a pólus környezetében, illetve az alacsony szélességeken jelentős torzulások keletkeznek.

A fenti indokok alapján a *Lambert-féle szimutális területtartó térképvetületet* választottuk, mely a területtartó projekciók közül a legjobb szögtartó tulajdonságokkal rendelkezik.

Az Északi-félgömböt lefedő Lambert-féle térképvetületen egy négyzet alakú (derékszögű), 26x26 pontból álló rácshálózatot jelöltünk ki, az alábbiak szerint: a négyzet oldalai érintői az Egyenlítőnek, valamint a rács távolság a négyzet oldalának 1/25-e, a rács távolság megközelítőleg 800 km.

3.2. A meteorológiai paraméterekre egységesen alkalmazott biharmonikus spline interpolációs módszer

A meteorológiai paraméterek derékszögű hálózatra való transzformálásához egy erre alkalmas interpolációs módszert kellett választanunk. Az utóbbi évek hazai gyakorlatában elterjedt a meteorológiai mezők objektív analízisének témakörében a biharmonikus

spline interpoláció. Az itt szerzett tapasztalatok alapján jelen vizsgálatban is ezt a módszert alkalmazzuk. A biharmonikus spline interpoláció másodrendben folytonos „elegendő sima” felületet állít elő, ugyanakkor a felület illeszkedik az eredeti pontokra.

A módszer hazai megvalósítására Dévényi és munkatársai dolgoztak ki számítógépes programokat (Dévényi et al., 1988). Ihász, (1989) a regionális és kontinentális skálájú trajektóriák számítása során alkalmazta a módszert (150 km-es rácshálózat felhasználásával). Horvát és Práger (1990) a mezoszínoptikai analízis és prognózis céljaira 20 km-es rácshálózatra történő interpoláció során több módszert összehasonlítva a biharmonikus spline interpolációt találta a legpontosabbnak. Véletlenszerű hibával erősen terhelt meteorológiai mezők esetén célszerű az úgynevezett simító spline használata. Tradicionális és műholdas adatok együttes analízisekor a biharmonikus spline és a robosztus simítás alkalmazásával hatékonyan lehet a hibák nagyságát csökkenteni (Dévényi et al., 1991).

A következőkben röviden áttekintjük az interpolációs módszer fő jellegzetességeit. A módszer elméleti hátteréről Sandwell (1987) munkájában kapunk alaposabb áttekintést. A biharmonikus spline az általánosabb multiharmonikus spline speciális esetének tekinthető. Egy adott pontban az interpolált értéket a tartományba eső összes mérési pont együttes hatásának figyelembevételével határozza meg, így a mező térbeli szerkezetét jól le lehet írni. Két dimenzióban a spline az

$$\int_{\Omega} (\sigma_{xx}^2 + \sigma_{xy}^2 + \sigma_{yy}^2) d\Omega = \min_{W_2^2} \quad (1)$$

feltételből származtatható. Ahol a W_2^2 jelölés a kétszer folytonosan differenciálható függvények osztályát jelenti. Tetszőleges (x, y) koordinátájú pontban az interpolált érték a

$$\sigma(x, y) = \sum_{i=1}^N \frac{1}{2} \lambda_i r_i^2 \ln r_i^2 + \nu_{10} x + \nu_{01} y \quad (2)$$

összefüggés alkalmazásával állítható elő. Itt N a mérési pontok száma r_i az interpolált pont távolsága az i -edik mérési ponttól, $\lambda_i, \nu_{00}, \nu_{10}$ és ν_{01} a spline-t definiáló együtthatók.

A spline-t definiáló együtthatók a következő lineáris egyenletrendszer megoldásával határozhatók meg:

0	a_{12}	...	a_{1N}	1	x_1	y_1	λ_1		m_1	=		m_1
a_{21}	0	...	a_{2N}	1	x_2	y_2	λ_2		m_2			m_2
.	.	.	.	.	.	.	.		.			.
.	.	.	.	.	.	.	.		.			.
.	.	.	.	.	.	.	.		.			.
a_{N1}	a_{N2}	...	0	1	x_N	y_N	λ_N		m_N		m_N	
1	1	...	1	0	0	0	ν_{00}		0		0	
x_1	x_2	...	x_N	0	0	0	ν_{10}		0		0	
y_1	y_2	...	y_N	0	0	0	ν_{01}		0		0	

ahol m_i az i -edik mérési pontbeli érték, $a_{ij} = a_{ji} = R^2 \ln R$, R az i -edik és j -edik mérési pont távolsága.

Megjegyezzük, hogy időben rögzített mérési- és rácshálózat esetén a (3) lineáris egyenletrendszer együttható mátrixának invertálására csak egyszer van szükség, s az ismeretlen együtthatók a továbbiakban mátrix-vektor szorzással számíthatók, ami rendkívül jelentős gépidő megtakarítást jelent. Esetünkben ilyen a 700 hPa-os magassági mező és a hófedettségi mező, a tengerfelszín hőmérséklet esetén azonban az időben változó adathiányos területek miatt minden mezőnél újra kell számítani az interpolációs mátrixot. A számítási idő gyorsítása érdekében az adatok térbeli sűrűségétől függően a tartományt több

(2, 4 és 9) alszektorra bontottuk és a résztartományokon végeztük el az interpolációt. A résztartományok határán a mező megfelelő simaságát és egyértelműségét a tartományok részleges átfedésével biztosítottuk.

A számításokat az OMSZ Számítóközpont BASF 7/61 számítógépén végeztük el, a programok FORTRAN nyelven készültek. A rácsponti interpolált mezőket tartalmazó file-okat IBM PC mágneslemezre vittük fel a további grafikus feldolgozás céljára.

3.3. A számítógépes-grafikus megjelenítési módszer

Hogy a fent ismertetett adatállományokat komplex éghajlati adatbankká egyesíthessük, egy speciális, e célra kifejlesztett szoftvert állítottunk elő. A program készítésekor a legfontosabb cél az volt, hogy a különböző éghajlati mezők matematikai analízise mellett a felhasználónak lehetősége legyen egy úgynevezett dinamikus vizuális analízisre is. Ez nem jelent mást, mint a mezők kódolt formában való, időben folytonos, filmszerű megjelenítést a számítógép képernyőjén. Ezáltal lehetőség nyílik a *különböző éghajlati paraméterek térben és időben történő egyidejű, illetve időben eltolva vizsgálatára*.

A módszer alkalmas a különböző távkapcsolatok, lokális jelenségek, valamint kvázi-periodikus fluktuációk felismerésére, elemzésére.

A számítógépes megjelenítéshez szükséges adatformátumot a mért állomási vagy rácsponti értékekből kiindulva, az előzőekben (3.2. szakasz) leírt interpolációs módszerrel állítjuk elő a megadott 26 x 26-os négyzetes rácshálózatra. (A grafikus eljárás során, az ábrázolás minőségét javítandó egy 50x50-es négyzetes rácshálózatra sűrítjük be az adatokat.) Mindkét rács már a Lambert-féle vetületet használja. Minden egyes rácspontnál a képernyőjéhez egy-egy numerikus értéket rendelünk (az éghajlati paraméter területi átlagát). Ezután, a kapott értékeket egy 12 színből álló színskálára transzformáljuk oly módon, hogy minden egyes színhez egy értékintervallumot rendelünk hozzá, s így előáll a vizsgálandó éghajlati mező színskálával megjelenített képe. A megjelenítésnél csak minden második intervallumot színeztünk az alapszíntől eltérő színűre, mert így sokkal áttekinthetőbb a kapott ábra (ez az úgynevezett zebra-térkép technika). Az elkészült képre a kontinensek kontúrvonalait is felrajzoltuk, segítve ezzel a különböző légköri rendszerek, jelenségek elhelyezkedésének könnyebb felismerését.

A vázolt művelet sor végén, a rendelkezésre álló éghajlati adatok havi hemiszférkus térképeihez jutunk. Ezáltal a számítógép háttértárában egy térképes adátébank jön létre, s bármikor előhívható tetszőleges időponthoz tartozó paraméter-mező térképe. Másrészt ezeket a képeket a program, a számítógép képernyőjének ugyanazon részén, megadott sebességgel, időrendi sorrendben megjeleníti, s így mozgófilmszerűen látható a folyamatok dinamizmusa.

A szoftver jelenlegi formájában olyan IBM AT kompatibilis számítógépeken fut, melyek VGA (EGA) kártyával és monitorral rendelkeznek. A szoftver TURBO PASCAL programnyelven készült.

A módszer további lehetőségeket rejt magában, mert az eredeti adatokból kiindulva több szempont szerint képes tematikus térképeket készíteni, s ezeket is filmszerűen megjeleníteni (anomáliák, extrém szélsőségek stb). A szoftver lehetővé teszi bármely két adatbanki mező együttes megjelenítését is, ami segíti a mezők közötti kapcsolatok megismerését, megméretését.

4. Perspektívák-következtetések

A fent ismertetett adatbank alkalmas olyan klimatológiai statisztikai vizsgálatok elvégzésére, mely több éghajlati paraméter együttes egyidejű, illetve megelőző/követő változásait hasonlítja össze. Ezen elemzések eredményei a makroméretű légköri folyamatok,

az éghajlati fluktuációk jobb megismerését, hatásmechanizmusok pontosabb megértését szolgálhatják.

Megállapíthatjuk, hogy rendelkezésünkre áll egy olyan adatbank, illetve hozzá kapcsolódó szoftverrendszer, amely a hazai meteorológiai gyakorlatban még nem alkalmazott távkapcsolat-kutatási irányt alapozhat meg. A módszer megfelelő matematikai-statisztikai apparátussal kiegészítve alkalmas eszköze lehet az ultrahosszútávú előrejelzési módszerek pontosításának is.

Ugyanakkor nem hallgathatjuk el, hogy a megjelenítés során alkalmazott 50x50-es felbontás meglehetősen durva. A részletesebb elemzéseknél és következtetéseknél figyelmet igényel, hogy az 1981–1988-as időszakra a tengeri jég adatok hiányoznak (csak a kontinentális hőfokértékek állnak rendelkezésünkre).

Végül meg kívánjuk jegyezni, hogy a munka során ismét bebizonyosodott, hogy az intézményi keretek adta korlátok és a földrajzi távolság nehezíti ugyan, de nem törvényszerű, hogy megakadályozzák a különböző intézmények szakembereinek együttműködését, közös munkáját.

IRODALOM

- Bartholy J., 1988: Hemiszférikus magassági mezők makrocirkulációs helyzetének osztályozása objektív statisztikai módszerekkel. (Kandidátusi értekezés), Budapest
- Bartholy J., 1989: A hemiszférikus hőfokértékek állománya (1966–1983) és néhány hatáselemzés a globális és regionális skálán. *Időjárás*, 93. 2–3. pp. 143–150.
- Bartholy J., 1990: Determination of seasonal macrosynoptic types using cluster analysis and rotated EOF analysis. *Acta Climatologica*, Tomus XXI–XXII. Fasc. 1–4. pp. 23–31.
- Barnston, A. G. and Livezey, R. E., 1985: High resolution rotated EOF analysis of Northern Hemisphere 700 mb heights for predictive purpose. Proc. of the 9th Conf. on prob. and stat. in atmospheric sci., Virginia Beach, American Meteorological Soc. pp. 290–298.
- Dévényi, D., Ihász, I. and Sárosi, Gy., 1988: Common objective analysis of satellite and traditional meteorological information. Symposium on using satellite measurements in modelling and forecasting atmospheric phenomena, Prague 5–9. April 1988, pp. 174–179.
- Dévényi, D., Ihász, I., Radnóti, G. and Sárosi, Gy., 1991: An objective analysis technique for the common analysis of satellite and conventional information. *Adv. Space Res.* Vol. 10. (in print)
- Dewey, K. F. and Heim, R., 1981: Satellite observations of variations in Northern Hemisphere seasonal snow cover, NOAA Technical Report NESS 87., p. 83.
- Hamilton, K., 1988: A detailed examination of the extratropical response to tropical El Niño/Southern Oscillation events. *Journ. of Clim.*, Vol. 8., pp. 67–86.
- Horváth Á. és Práger T., 1990: Meteorológiai mezők mezo- és skálájú objektív analízise. *Időjárás*, 94. 1. pp. 23–37.
- ICSU/UNEP/WMO, 1986: Report of the international conference on the assessment of the role of carbon dioxide and of other greenhouse gases in climate variations and associated impacts. WMO-NO. 661.
- Ihász I., 1989: Meteorológiai mezők izobár és izentrop objektív analízise regionális és kontinentális skálájú trajektóriák számításához. Kiváló Ifjú Meteorológus Szakember Pályázat, Budapest (kézirat)
- Lorenz, E. N., 1979: Forced and free variations weather and climate. *J. Atmos. Sci.* 36, pp. 1367–1376.
- MacCracken, M. C., 1986: Third conference on climate variations and symposium on contemporary climate: 1850–2010.

Pálvölgyi, T., 1990: The role of the mixed layer dynamics in the climate sensitivity. *J. Marin. Syst.* Vol. 1. pp. 243–250.

Práger T. és Kovács E., 1988: A légköri nyomgázok és aeroszol részecskék éghajlatmódosító hatásának vizsgálata sugárzási-konvektív modellel. *Időjárás* 92, 3. pp. 153–162.

Várnai T., 1989: Egy spektrális általános cirkulációs modell adaptálása. ELTE szakdolgozat, Budapest

Sandwell, D. T., 1987: Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data. *Geophysical Research Letters*, 14. pp. 139–142.

A légköri hatások szerepe a talajok N-szolgáltató képességének alakulásában

Lakatos László – Szász Gábor

*Agrártudományi Egyetem, Agrofizikai és Agrometeorológiai Tanszék
Debrecen, H-4015 P. O. B. 36.*

A talajok NO_3^- -N-szolgáltató képességének alakulása agronómiai beavatkozások mellett az időjárási hatásoktól jelentős mértékben függ. A tanulmányban három meteorológiai paraméter: a talajhőmérséklet, a talajnedvesség és a csapadék nitrátképződésre gyakorolt hatását egy egyszerű statisztikai modellel írjuk le. Az adatházist 6 éves nitrátsor képezi, amely a Debreceni Agrártudományi Egyetem Agrometeorológiai Obszervatórium 30 év óta háborítatlan állapotú, tápanyagellátásban nem részesült gyepterületéről származik. A mintavételezések 2 hetenként történtek a felső 20 cm-es rétegből. A NO_3^- -N-feltáródás dinamikáját szemlélve megállapítható egy főmaximum június elején, illetve egy másodlagos maximum október végén. A modell alapján kapott eredmények és a mért értékek közötti kapcsolat 0,1 %-os szinten szignifikánsnak mutatkozott $r = 0,76$ korrelációs együttható mellett. A modell segítségével előállítottunk egy 25 éves NO_3^- -N-sort 1964–1988 közötti időszakra. A modellt tesztelve megállapítható: mind az 1976–1981. évekre, mind pedig az 1989-es, szintén mért évre vonatkozóan 0,1 %-os szinten szignifikánsak az eredmények. A modell jól használható vályogtalajokon, más talajtípusok esetén kalibráció szükséges.

*

Climatic Effects on the Changes of the N-Supplying Power of Soils. Besides agronomic intrusions the development of the NO_3^- -N supplying power of soils depends on weather conditions to a great extent. In the present paper the effects of three meteorological parameters, those of soil temperature, soil moisture, and precipitation on nitrate formation are expressed by means of a simple statistical model. The database includes a six-year nitrate series which comes from a grass-covered area belonging to the Agrometeorological Observatory of the Agricultural University, Debrecen, which has remained undisturbed for 30 years, nutrients have not been added to it. Samples were taken from the upper 20 cm layer every second week. On examining the dynamics of NO_3^- -N formation, a primary maximum at the beginning of June and a secondary maximum at the end of October can be observed. The relationship between the results obtained by means of the model and the measured values has proved to be significant at the error level of 0,1 % with a correlation coefficient $r = 0,76$. Applying the model a 25-year NO_3^- -N series was produced for the period 1964–1988. Testing the model one can conclude that the results are significant at the error level of 0,1 %, concerning both the years 1976–1981 and 1989 which was measured, too. The model can be well applied on loam soils, in the case of other soil types it should be calibrated.

1. Bevezetés

A talajtermékenység a talaj egyik legfontosabb tulajdonságának tekinthető, komplex fogalom, változó tulajdonság, értéke módosítható különböző agronómiai beavatkozásokkal. Számszerű kifejezése ma még nem tekinthető megoldottnak, s ezért a tényezőinek eredőjét a képződött növényi tömeg értékével vagy nagyságával szokás kifejezni. A talajter-

mékenység és a légköri folyamatok közötti kölcsönhatás figyelembevétele alig terjedt el. A talajtermékenység egyik jellemzője a N-szolgáltató képesség, amelyre függvényszerűen hatnak a légkör termikus és higrikus folyamatai. Az alábbiak azoknak a vizsgálatoknak az eredményeit mutatják be, amelyek a változó légköri hatások és a N-szolgáltató képesség között állnak fenn.

2. Elméleti alapok és a vizsgálatok módszere

A talajtermékenység fogalma a vonatkoztatási feltételektől függően különböző. A természetes termékenységet az antropogén beavatkozásoktól mentes állapotban lévő talajon képződött növényi tömeg területegységre vonatkoztatott értéke fejezi ki. A szántóföldi növénytermesztés keretében a *tényleges talajtermékenység* fogalma használatos. E fogalom értéke adott talajon az alkalmazott agrotechnikai feltételeknél elért átlagos főtermékben fejezhető ki (Stefanovits, 1981). A tényleges termékenység definiálását az nehezíti, hogy a növények hozamai különböző úton növelhetők anélkül, hogy a tényleges termékenység megváltozna. Hasonló álláspontot képvisel von Boguslawski (1965), aki hangsúlyozza, hogy a talajtermékenység dinamikus tulajdonság, amely évjáraton belül is jelentős mértékben változik.

A talajtermékenységet meghatározó összetevők:

- talajképező folyamatok;
- a talaj típusa (genetikai talajtípus);
- a termőréteg mélysége (humuszos réteg);
- a talaj levegő- és vízgazdálkodása
- a talajt pusztító folyamatok mértéke (erózió, defláció);
- agronómiai beavatkozások (talajművelés, tápanyaggazdálkodás, különböző melioratív eljárások).

A felsorolt tényezők együttesen határozzák meg a talaj tápanyagszolgáltató képességét. A talaj tápanyagkészlete a felsorolt folyamatok összességének eredője, s évszakos változásában fontos szerepet tölt be az *atmoszférikus hatás*. A talajtermékenység mértéke kifejezhető azoknak a kémiai elemeknek az együttesével (pl. tömeghányad, pH stb), amelyek a növény tápanyagforgalmában részt vesznek, illetve ezt szabályozzák (Scheffer-Schachtschabel, 1982).

Az ásványi-N az egyik legsajátosabb növényi tápanyag, s képződésének dinamikáját a korábban említett tényezők közvetve határozzák meg. A növény által felvehető nitrogénformák NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) a C és N körforgalmának egyes szakaszaiban képződnek, s e folyamatok közül a legjelentősebb a nitrifikáció és az ammonifikáció. A nitrogéntartalmú szervesanyagok lebomlása során az ammónia, míg az ammóniából különböző mikroorganizmusok oxidációja útján nitrit és nitrát képződik. E folyamatot fenntartó mikrobiális rendszer aktivitása a baktériumok koncentrációja, adott pH-érték mellett a talaj hőmérsékletének és nedvességtartalmának függvénye. Így nyilvánvaló, hogy a talaj nitrogén-szolgáltató-képessége a klimatikus feltételektől is függ.

A nitrifikáció útján keletkező nitrát mennyisége, valamint a nitrifikáló baktériumszám (A) és a hőmérséklet közötti kapcsolat az alábbi:

$$\frac{dA}{dt} = \mu_{\max} \frac{N}{K_h(T) + N} \cdot A - K_A, \quad (1)$$

ahol $\mu_{\max}$ az A maximális fajlagos bakteriális gyarapodási mértékszám (nap), N az NH_4^+ vagy NO_2^- koncentráció, $K_h(T)$ a T hőmérséklettől függő telítési állandó, K_A a lebomlási sebesség együtthatója.

A nitrogén-koncentráció nagysága (van Ween és Frissel, 1981):

$$\frac{dN}{dt} = \frac{1}{Y} \cdot \mu_{\max} \cdot \frac{N}{K_h(T) + N} \cdot A, \quad (2)$$

Y a produkció (sejt x oxidált N mg^{-1}). Az (1) és (2) egyenlet a hőmérséklet és a baktérium-szám kapcsolatát fejezi ki. A mikrobiális tevékenységet leíró Arrhenius-egyenlet:

$$v_M = K (\Delta T_{\min}) \cdot \exp(-E/RT), \quad (3)$$

ahol

$$\Delta T = \Delta T_{\max} \frac{T - T_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}}. \quad (4)$$

A (3) összefüggésben v_M a mikrobiális produkció sebessége, k az élő szervezetekre jellemző dimenzió nélküli arányosító tényező, $T_{\max}$ a maximális produkcióhoz tartozó környezeti hőmérséklet, $T_{\min}$ az a környezeti hőmérséklet, melyen a produkció nulla, E az aktivációs energia, mely jelen esetben az oxidációból származik, R az egyetemes gázállandó. Szalay-Ringler (1986) szerint a (3) egyenlet logaritmikus alakja közel lineáris összefüggést ír le a $T_{\min} - T_{\max}$ tartományban. A k a hőmérsékletre vonatkozó arányosító tényező, jelen esetben a nitrifikációt fenntartó baktériumokra vonatkozik (az *Azotobacter-Clostridium*-fajok). A k értéke:

$$\ln k = -\frac{E}{RT} + \ln A, \quad (5)$$

vagyis k az abszolút hőmérséklettel fordítottan változik. Mivel az A baktériumszám idő szerint kumulálódik a hőmérséklettől és a talajnedvességtől függően, a k értéke klímafüggőnek minősíthető. Minél kedvezőbbek az inkubációs idő alatti klimatikus feltételek, az ásványi NO_3 -tömeg adott talajtömegre vonatkoztatva annál nagyobb. A tömeggyarapodás egy telítési függvény szerint alakul, s ennek a függvénynek a két hét alatti NO_3 -tömeggyarapodás (N_2) a független változója. Stanford (in: Stevenson, 1982) érlelési vizsgálatai szerint:

$$N_0 = 40.8 + 3.98 N_2; \quad r = 0.86.$$

A korrelációs koefficiens értéke arra utal, hogy a talajban lezajló nitrifikációs folyamat intenzitását, illetve az ásványi N-tömeg nagyságát több tényező határozza meg.

A talaj nedvességtartalma a nitrátképződést jelentősen befolyásolja (Keeney és Bremner, 1966). Az optimumnak megfelelő nedvességtartalom, illetve szívóerő közel állandónak tekinthető.

Relatív talajnedvesség (RTN_{opt}): 80 %

Vízpotenciál (VP_{opt}): 300 hPa

Saját vizsgálataink szerint 0,7 $VK_{\min}$ az optimális talajnedvességtartalom (Szász, 1988).

A vizsgálat anyagát azok a mérések képezték, melyek a Debreceni Agrártudományi Egyetem Agrometeorológiai Observatóriuma kísérleti területéről származtak. A mintaterület talaja fűtakaróval fedett, 30 év óta háborítatlan állapotú, trágyázásban nem részesült. A

talajkémiai vizsgálatok eredményeit az *I. táblázat* tartalmazza. A mintavételezés 0 – 10, 10 – 20 és 20 – 30 cm-es rétegre terjedt ki, 3-szoros ismétlésben, kora tavasztól késő őszig,

*I. táblázat:
A vizsgált terület főbb talajtani jellemzői*

Mélység (cm)	pH		Y ₁	H (%)	KA	hy	V (%)
	H ₂ O	KCL					
0 – 20	6,0	5,8	7,4	3,4	37	1,9	70
20 – 40	6,2	6,0	4,6	2,1	40	1,9	80
40 – 60	6,2	6,0	3,3	2,0	38	1,8	82
60 – 85	6,4	6,4	3,6	1,6	38	1,6	
85 – 105	6,6	6,4	1,8	1,1	36	1,6	
105 – 140	6,8	6,6	1,3	0,8	36	1,5	
140 – 170	8,4	8,2	–	0,6	36	1,5	
Összes só (%)						0,02	
Összes N (%)						0,158	
AL-P ₂ O ₅ (mg/100 g)						8,2	
AL-K ₂ O (mg/100 g)						22,6	
Humuszos réteg vastagsága (cm)						70–100	

1975–1981 években. A kéthetente szedett talajmintákból a nitrát-N-tartalmat az egyetem Kémiai Tanszékén UV-fotometriás módszerrel *Loch Jakab* tanszékvezető egyetemi tanár és *Jászberényi István* egyetemi adjunktus irányításával határozták meg. A mérési eredmények az alföldi mezősegi talajokra tekinthetők jellemzőknek, amelyek az ország területének mintegy 35 %-ára terjeszkednek. A vizsgálatok feldolgozásához a hazai szakirodalomból *Buzás I.* (1987), *Sarkadi J.* (1975) ide vonatkozó cikkeit tanulmányoztuk át.

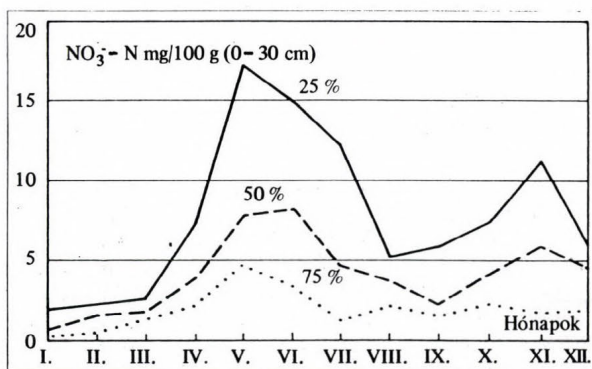
3. A kísérleti mérések eredményei

A hat éven át vizsgált mintegy 400 talajminta nitrát-tartalmának (mg/100 g) ismerete lehetővé tette a fontos növényi tápanyag évi dinamikájának, szélsőséges változásainak megismerését.

A *nitrát-nitrogén évi változása* klimatikus okok folytán a talaj típusára jellegzetes módon alakul. A nitrifikációs folyamatok 6 éves vizsgálataink szerint a hóolvadást követően a talajfagy befejeződésével indulnak meg, s ekkor kezdődik meg a NO₃⁻ akkumulációja a talaj felső rétegében. Ezt követően a hőmérséklet emelkedésével és a csapadék növekedésével a nitrát-akkumuláció fokozódik. A legnagyobb értékek átlagban májusban és júniusban alakulnak ki (4–20 mg/100 g). A talaj felső rétegeinek nagyfokú kiszáradása idején a nitrát-koncentráció erőteljesen visszaesik, s a nyár végén, ősz elején egy másodlagos minimum alakul ki. A felső talajrétegek őszi átnedvesedése alkalmával értéke ismét emelkedik, s október végén, november elején kialakul egy másodlagos maximum, de ekkor az átlagos koncentráció csak 3–10 mg/100 g körüli marad. Ezek az ingadozások tehát klimatikus okokra vezethetők vissza.

A nitrát-N-tartalom évi dinamikáját vizsgálva megállapítható, hogy a változást télen és tavasszal elsősorban a talaj hőmérséklete, míg a június-november közötti időszak alatt túlnyomórészt a higrikus tényezők szabályozzák. Hangsúlyozni kell, hogy az egyes években az átlagos évi menettől jelentős eltérés következhet be az uralkodó időjárási jelleg-től függően. A *változékonyság mértéke* azonban az év egyes szakaszaiban eltérő. A nagy variációs koefficiensek a fő- és másodlagos maximumok idején a legnagyobbak, míg a nyári minimum idején mérséklődnek, és természetesen a kora tavaszi időszakban a változékonyság minimális. A rendelkezésre álló megfigyelési anyagból megállapítást nyertek a 25, 50 és 75 %-os gyakorisági értékek; ezek évi változását az 1. ábra szemlélteti. A nitrát-N változását

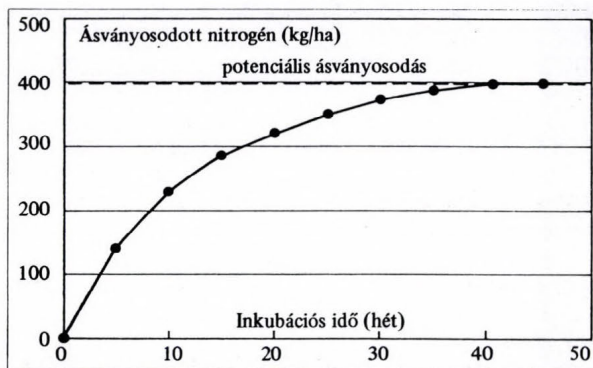
1. ábra:
A NO_3^- -N gyakorisági értékeinek
évi menete a hajdúsági löszháton



a klimatikus vízmérleg menetével összehasonlítva megállapítható, hogy ha 40 mm-nél kisebb a csapadék a potenciális párolgáshoz mérten, úgy a vizsgált talajon jelentős nitrátkoncentráció-visszaesés nem történik.

Rendkívül fontos kérdés, hogy miként alakul egy kiválasztott *hidrotermikus hatás reakcióideje*. Részben laboratóriumi modell-kísérletek, részben szabadföldi talajminták elemzése az bizonyítják, hogy a kémiai analízis eredményét az előző 5–10 nap időjárása – hőmérséklet és csapadék – határozza meg. Ez az időtartam azonban csupán a teljes reakcióidő *első szakasza*. Amint arra már korábban utalás történt, a teljes reakcióidő 30–50 hétre tehető

2. ábra:
A NO_3^- -N képződés reakcióideje
(Stevenson szerint, 1982)



(Martin, 1955; Stevenson, 1982). A teljes reakcióidő értelmezését a 2. ábra szemlélteti, amely az összes ásványi N (NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^-) tömegváltozását mutatja be az idő függvényeként. A telítési függvény tetőpontja (N_0) a *potenciális mineralizált N*. Figyelembe véve az

N_0 bekövetkezésének hosszú időtartamát, nyilvánvaló, hogy *a természetben az első 10–15 nap az a minimális időtartam, amely alapján a klimatikus hatásnak az ásványi nitrogénfeltáródásában betöltött szerepe számszerűen megállapítható.*

4. Az ásványi $\text{NO}_3\text{--N}$ képződésének modellezése

A nitrogén ásványi feltáródása a talaj-légkör kölcsönhatásának egyik megnyilvánulása. Az élő mikroszervezet aerob és anaerob életfunkcióival az anyagátalakulás láncolatát eredményezi, s ennek része az ásványi N-formák kialakulása. A képződött N-formák aránya:

	%
$\text{NO}_3^-\text{--N}$:	85–90
NO_4^+ :	10–12
$\text{NO}_2^-\text{--N}$:	5– 7

A talaj N-készletének egy része – a szerves anyag mineralizációja során – fokozatosan átalakul felvehető ásványi formákká, s alapvetően a könnyen bomló szerves anyagok mennyisége és a feltáródás körülményei szabják meg a talajok N-szolgáltatását (Filep Gy. – Tóthné, 1980). A N-formák arányszámaiból következik, hogy a folyamat intenzitását a képződött nitrátmennyiség jellemzi. A képződési folyamat aktivitása két szempontból jelentős; egyrészt a nitrát az egyik legfontosabb növényi tápanyag, másrészt a nitrátnak és a nitritnek egy bizonyos mértéken felüli képződése talajvízszennyeződéshez vezet. Tekintettel a folyamat éghajlati függésére, a különböző „nitrogén-modellek” csak meghatározott éghajlatú területeken alkalmazhatók kellő biztonsággal. A modellek a növénytermesztésben hasznos becslési eljárásoknak tekinthetők, s információt adnak a növények N-ellátottságáról.

A $\text{NO}_3\text{--N}$ a talajban képződik, mozog, átalakul, illetve a növényzet veszi fel. A modellezés egyik fő célja a $\text{NO}_3\text{--}$ mérleg időbeli változásának becslése. A mérleg általános felírásához vezessük be az alábbi tényezőket:

- M_0 : A NO_3^- -tömege adott talajtérfogatban vagy talajtömegben, valamely időpontban;
- M_B : a talajban képződő nitrát-N mennyisége;
- $M_m \cdot v$: az anyagmozgáshoz (víz) kötött tömegáthelyeződés a függőleges mentén;
- $M_m \cdot i$: nedvességi egyensúly esetén bekövetkező iondiffúzió útján bekövetkező áthelyeződés;
- M_{tr} : valamely műtrágya formájában a talajba juttatott NO_3^- -N-mennyiség;
- M_d : a denitrifikáció útján bekövetkező tömegcsökkenés;
- M_n : a növények nitrátfelvétele következtében beálló tömegváltozás.

Egy Δz rétegre vonatkoztatott N-tömegváltozás lényegében az anyagmegmaradás elvére épül, illetve azt reprezentálja. Természetesen vannak a mérlegnek olyan komponensei, melyek csak sztochasztikus változóként kezelhetők. A lehetőség tehát a *vegyes modell alkotása*. – Ezek figyelembevételével az alábbiakban mutatjuk be a *modell alapját képező mérleget* stacionárius esetre vonatkoztatva:

$$\Delta(\text{NO}_3^-\text{--N}) = M_0 + \sum_0^t \sum_0^z M_B \pm \sum_0^t \sum_0^z M_{m(v \cdot i)} + \sum_0^t M_{tr} - \sum_0^t \sum_0^z M_d - \sum_0^t \sum_0^z M_n \quad (6)$$

A mérleg komponenseinek dimenziója azonos, bizonyos határfeltételek szerint folytonosak. Ez utóbbi a *folytonossági elv* alkalmazásának lehetőségét erősíti meg, ezért a különböző mozgások (szívárgás, ionmozgás, hőfluxus stb) *analóg függvényekkel* leírhatók. Az analóg függvényrendszer kidolgozása nagymértékben könnyíti a modellszerkezet egyszerűsítését, és ezáltal használatát. A határfeltételek megválasztásánál az egyszerűsítés végett fel kell tételeznünk a talaj izotróp voltát, vagyis hogy a vizsgált tér minden pontja

fizikailag és kémiai azonos, csupán a NO_3^- -N-koncentráció ($N - C$) értéke változik térben és időben. A kvázi-stacionárius esetre az egyparaméteres modell tekinthető mértékadónak, mivel abban csupán a $N - C = f(t, x, y, z)$ idő- és térérték a változó. Ez esetben a folytonossági egyenlet elemei:

$$(N - C + \frac{\partial (N - C)}{\partial x} \delta x); \quad (N - C + \frac{\partial (N - C)}{\partial y} \delta y); \quad (N - C + \frac{\partial (N - C)}{\partial z} \delta z). \quad (7)$$

A fenti tagok egy x, y, z koordináta-rendszerbe helyezik a $N - C$ értékét és mozgásának irányát. Eltekintve a totális differenciál-egyenlet felírásától, a $N - C$ tömegváltozása dt idő alatt:

$$-\frac{\partial (N - C)}{\partial t} \delta x \delta y \delta z dt. \quad (8)$$

A folytonossági egyenletből származik az a megállapítás, mely szerint ha $N - C$ térben változó, akkor a z mentén bekövetkező mozgás az $N - C$, valamint a v skaláris szorzatával azonos. A v skaláris értéket általában a folyamatot jellemző - diffúziós, vezetési-együtthatóval szokás kifejezni; így a mozgásba jött NO_3^- -N tömege:

$$M = -K \frac{d(N - C)}{dz} dt, \quad (9)$$

amely egyben egy olyan analóg függvény, amely leírja a különböző anyagoknak a mozgás-sebességét a talajban. K az anyagra jellemző érték. Ez az egyenlet a modell egyik legfontosabb pontjának tekinthető.

A továbbiakban röviden foglalkozni kell a $M(N - C)$ fogalmával. A nitrát-nitrogén - mivel anyagi érték - alulról korlátos: $M - C = 0$. Fölmerül a kérdés, hogy felülről korlátos-e ez a függvény. Elvileg igen, mert felső értékét a felsorolt meghatározó tényezők szabályozzák. Így végül tehát igaz az, hogy a $M(N - C)$ értéke egy alulról és felülről korlátos függvényként kezelhető, felső határa az úgynevezett potenciális nitrát-nitrogéntartalom [$M_p(N - C)$], alsó határa pedig nulla. A lehetséges értékek e függvénytartományba esnek. Azt hangsúlyoznunk kell, hogy a $M_p(N - C)$ érték fogalmának bevezetése a modellezés egyszerűsítése céljából hasznos, bár számszerű értékét a talajtani vizsgálatok keretében általában nem használják, metodikailag a nitrogénszolgáltató-képesség megállapításával közelíthető (érlelés).

A továbbiakban a NO_3^- -N értékek alakulásáról kell megemlékeznünk, mivel az eddig összegyűlt empirikus értékek időbeli változása megbízható alapot nyújt a mérleg NO_3^- -N tagjának parametrizálásához. Az empirikus mérleg maradék tagjaiként az időben rendezett talajkémiai vizsgálatok sorát tekintjük. Az ily módon rendezett sorból levonható következtetések azért minősülnek empirikusnak, mivel a változások okát az eddigi ismeretek birtokában viszonylag nagy biztonsággal felismerjük, azonban az értékeket numerikus módon eddig nem tudtuk reprodukálni. A modellalkotás célja az, hogy meghatározott paraméterekből a mérleg értékét adott feltételekre megállapíthassuk.

A fent vázolt elvek általános használata nehézkes, ezért egyszerű statisztikai modell kidolgozása volt a reális és szükséges cél. Ennek a modellnek a célja a nitrátfeltáródás irányának és viszonylagos mértékének statisztikai becslése. Első közelítésben feltételezhető, hogy a nitrogénfeltáródást a talaj nedvességtartalma és a talaj hőmérséklete határozza meg:

$$\frac{\Delta \text{NO}_3^-}{\Delta t} = A_0 + A_1 \text{ TN \%} + A_2 \text{ TT} + A_3 (\text{TN \% TT}), \quad (10)$$

ahol A_0, A_1, A_2 és A_3 regressziós konstansok,

$A_0 = -1,101;$	$A_1 = 1,079;$	$A_2 = -1,672;$	$A_3 = 0,491,$
TN %:	talajnedvesség (tömegszázalék);		
TT:	talajhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$, 10 cm) átlagértéke;		
Δt :	időlépcső (14 nap).		

A fenti többváltozós lineáris regressziós módszerrel kapott eredmények nem igazolták meggyőzően az említett hipotézist. Ez azzal magyarázható, hogy a meteorológiai paraméterek és a nitrogénfeltáródás mennyisége közötti összefüggések nem lineárisak. Fennállhat az az eset is, hogy a vizsgálatba bevont időjárási elemek nem elegendőek a nitrogénfeltáródás folyamatában szerepet játszó meteorológiai hatások leírásához. Ezért több lehetőség kínálkozik, így pl. új változók bevezetése a régiek helyett. Kérdés az, hogy melyik időjárási elemet célszerű a vizsgálatba bevonni. A bevezetőben már utalás történt a csapadék jelentős szerepére (Ruzsányi, 1985; Loch- Jászberényi, 1987). Az adatbázisra építve történt meg egy előzetes kétváltozós lineáris, exponenciális és másodfokú vizsgálat. A másodfokú illesztés mutatott legszorosabb kapcsolatot a nitrogénfeltáródás és a meteorológiai elemek között. Ebből kiindulva alkalmaztuk az alábbi *többváltozós parabolikus* regressziós módszert:

$$\frac{\Delta \text{NO}_3^-}{\Delta t} = A_0 + A_1 \text{ TN \%} + A_2 \text{ TT} + A_3 \text{ CS} + B_1 \text{ TN \%} + B_2 \text{ TT}^2 + B_3 \text{ CS} + D_{(1,2)} \text{ TN \% TT} + D_{(1,3)} \text{ TN \% CS} + D_{(2,3)} \text{ TT CS}, \quad (11)$$

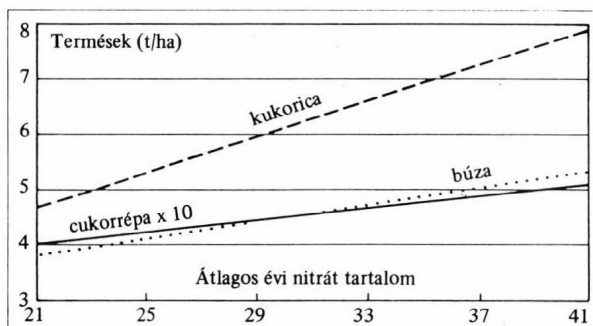
ahol

$A_0 = -1,435;$	$A_1 = -22,591;$	$A_2 = 30,183;$	$A_3 = 0,987$
$B_1 = 2,352;$	$B_2 = 1,494;$	$B_3 = 2,581$	
$D_{(1,2)} = 3,286;$	$D_{(1,3)} = -0,984;$	$D_{(2,3)} = -1,192,$	
TN %:	talajnedvesség (tömegszázalék),		
TT:	talajhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$),		
CS:	csapadék (mm),		
r:	0,76.		

Az eredmények alapján megállapítható, hogy az utóbbi egyenlettel számított és a mért függvényértékek szinte azonos lefutásúak, a mért és számított értékek igen jó egyezést mutatnak.

Ezek után fölvetődött a kérdés, hogy minként terjeszthető ki ez az eljárás olyan évek N-feltáródásának becslésére, amelyekről mérési adatok nem állnak a rendelkezésre. A kérdésre a következő válasz adható. Első lépésben képeztük a 6 éves meteorológiai és ásványi-N átlagot, majd az átlagértékekre meghatározást nyertek a többváltozós parabolikus regresszió konstansai. Ezeknek az átlagra vonatkozó parabolikus regressziós konstansoknak a segítségével az adatbázist megelőző és azt követő évek meteorológiai adatainak felhasználásával két évvel sikerült kibővíteni a rendelkezésre álló adatsort. Az iterációt többször alkalmazva történt meg átlagképzés, a regressziós konstansok meghatározása, és az új adatsort követő két évre történő nitrogénfeltáródás számítása az időjárási paraméterek alapján. A fenti eljárás többszöri ismétlésével egyre távolabb lehet eljutni a kezdő 6 éves adatbázistól. Az előállított nitrátfeltáródási sor szélső értékei és a különböző termésátlagok kapcsolata jól kifejezi az egyes növények nitrátrézkénységét. A talaj természetes nitrát-nitrogén-tartalmának növekedése egy bizonyos határig termésnövekedést eredményez. A növekedés mér-

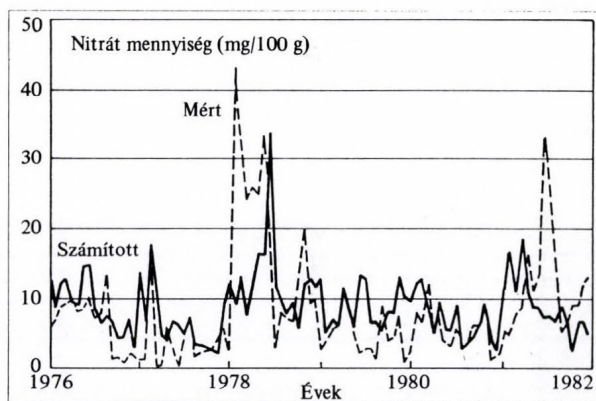
téke fajspecifikus tulajdonság, melyet a különböző meredekségű egyenesek jól jellemeznek (3. ábra).



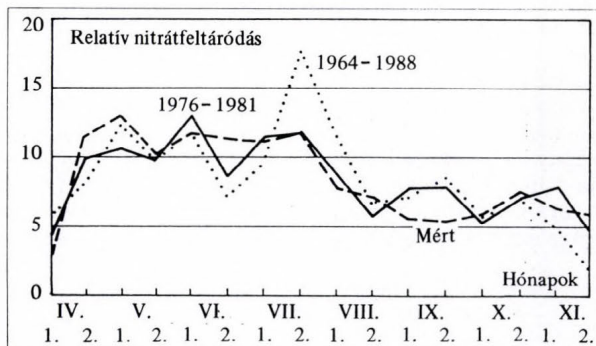
3. ábra:
A számított nitrát és az átlagos
kukorica, cukorrépa és búzatermés
trendje a hajdúsági löszháton

5. Az eredmények értékelése, következtetések

A vizsgálatok eredményei alapján kapott összefüggés gyakorlati alkalmazhatósága korlátozott, mivel a különböző talajok azonos légköri hatásokra eltérő módon reagálnak a nitrifikációs folyamatok alakulásában. Az ásványosodott nitrogén mennyisége rendkívül sok tényezőtől függ; e tényezők sorában fontos helyet foglalnak el a légköri hatások. Az említett

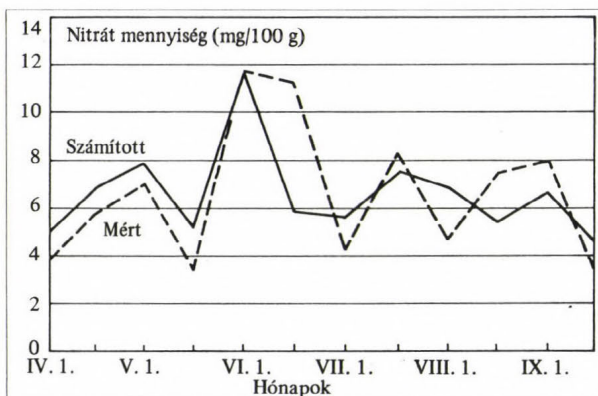


4. ábra:
A talaj számított és mért nitrát-
feltáródása az április-november
időszakban (1976-1981)



5. ábra:
A talaj átlagos nitrát-feltáródási
menete április-november időszakban

okok folytán a (11) egyenlet a vályogtalajokra tekinthető reprezentatívnak. Az egyenlet a különböző talajtípusokra kalibrálható, azonban ez az eljárás rendkívül hosszadalmas. A vizsgálatok célja tulajdonképpen nem az ásványi-N mennyiségi meghatározása, hanem a *nitrát-dinamika időjárásról való függésének megállapítása* volt. A (11) egyenlettel számított értékek időbeli alakulását tekintve világosan tűnik ki, hogy az időjárás igen nagy feltáródási feltételkülönbséget vált ki. A magas értékek általában tavasszal fordulnak elő, és ősze ismételtén kialakul egy másodlagos maximum. A (11) egyenlet megbízhatósága kedvező, ugyanis a mért és a számított értékek viszonylag közel állnak egymáshoz a 4. ábra adatai szerint. A (11) egyenlet 25 évre iterált változatával megállapítást nyert a nitrátfeltáródás dinamikájának átlagos menete április 1 – november 15. között, s ezt az 5. ábra mutatja be. A (11) egyenlet szerinti értékek ugyancsak ezen az ábrán szerepelnek. A kétféle módon számított értékek egyaránt közel állnak a mért értékekhez, s ezt a korrelációs együttható szorossága bizonyítja.



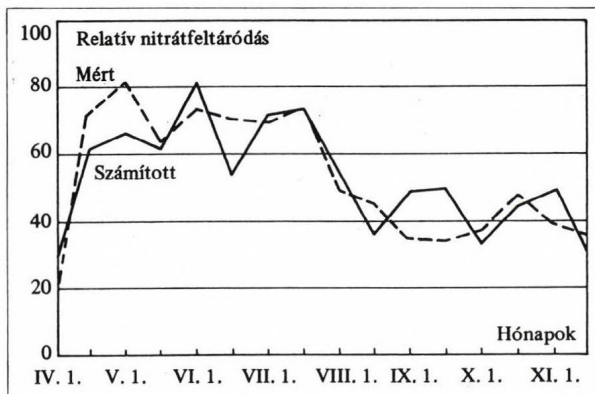
6. ábra:
Mért és számított nitrátfeltáródás
1989-ben

Felmerült az érvényesség időbeli extrapolációjának kérdése. A (11) egyenlet tesztelését a vizsgálatba be nem vont év mintáin is ellenőriztük, és a 0,72 értékű korrelációs koefficiens azt igazolja, hogy a számított értékek jól illeszkednek a mérési eredményekhez (6. ábra). A mért és számított érték közötti különbség renkívül csekélynek tekinthető, mivel a különböző pontokról származó minták mérhető nitrát-koncentrációja közismerten nagy szórást mutat.

A nitrátfeltáródás időjárási függését a bemutatott anyag jól bizonyítja, azonban fogalmilag a probléma tovább elemezhető. E megfontolásból alkalmaztuk a *potenciális nitrátfeltáródás fogalmát*, amely elsősorban azt fejezi ki, hogy a feltáródási folyamatok miként függenek a mindenkor meteorológiai feltételektől. Mivel a feltáródás optimális feltételei ismeretesek mind a hőmérséklet, mind pedig a talajnedvesség tekintetében, ezért a tényleges nitrátmennyiség kifejezhető az optimális feltételeknél képződött mennyiség százalékában. Az optimális mennyiség megállapítása a következő módon történt. A (11) egyenletbe behelyettesítve a meteorológiai elemek optimális értékeit (hőmérséklet: 30°C, csapadék: 40 mm/15 nap, talajnedvesség: a vízkapacitás 75 %-a), kiszámítható az a nitrátmennyiség, amely a legkedvezőbb feltételek esetén képződhet. E maximális értéket referencia-szintnek tekintve, a tényleges nitrátmennyiség (NO_3^-)_m – mely számítás vagy mérés útján állapítható meg – mely számítás vagy mérés útján állapítható meg – kifejezhető annak százalékában. Az így kapott érték a relatív nitrátmennyiség (RNM), megállapítása:

$$RNM = 100 \frac{(\text{NO}_3^-)_m}{(\text{NO}_3^-)_{\max}} \% \quad (12)$$

Meg kell említeni, hogy a $(\text{NO}_3^-)_{\text{max}}$ referencia-érték talajtípusra jellemző, s nagysága évről-évre változó lehet. A RNM értéke a mineralizáció feltételére utal, és jól fejezi ki a meteorológiai hatásokat.



7. ábra:
A talaj ásványi nitrátartalma a potenciális érték százalékában (1976–1981)

A 7. ábra mutatja be a mért, illetve a számított nitrátértékek alapján kapott relatív nitrátfeltáródás évi menetét 1976–1981 évek átlagában. A leírtak alapján megállapítható, hogy a bemutatott módon az időjárási tényezőknek a nitrifikációban betöltött szerepe becsülhető és számszerűen reprodukálható a különböző évjáratokra.

A fenti vizsgálatok jelentősége abban van, hogy eligazít egy fontos gyakorlati kérdésben, hogy ti. főként a tavaszi kedvezőtlen időjárási feltételek miatt elmaradt természetes nitrogénfeltáródás milyen mértékű ásványi nitrogénutánpótlást igényel műtrágyázás formájában. Az összefüggések alapján ezek az ismeretek támpontot nyújtanak a fej-, illetve levéltrágyázás szükségességének eldöntésében is. Bár a talajerőgazdálkodás és az időjárás kapcsolata rendkívül bonyolult, a növénytáplálás kérdésében a nitrogén-ellátottság elsődleges szerepet tölt be, ezért a fent közölt megállapítások mind agrometeorológiai, mind agronómiai szempontból jelentőseknek minősíthetők.

IRODALOM

von Boguslawski, 1985: Zur Entwicklung des Begriffes Bodenfruchtbarkeit. *Z. Pfl. Düng. Bodenk.* 1965. 108. 97–115 p.

Buzás I., 1987: Bevezetés a gyakorlati agrokémiába. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 177–179 p.

Filep Gy. – Tóthné Biró Á., 1980: Agrokémia és talajtan. Tom. 29. 1–2. Akadémiai Kiadó, Budapest. 229–244 p.

Keeney, D. R. – J. M. Brenner, 1966: Characterization of mineralizable nitrogen in soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30. 715–719 p.

Loch, J. – I. Jászberényi, 1987: The effect of fertilization and irrigation on the change of nitrate-N content of the soil profile. University of Agriculture, Debrecen

Martin B., 1955: A talajok CO_2 termelésének jelentősége és egyszerű elektromos CO_2 meghatározási módszer ismertetése. Debreceni Mezőgazd. Akad. Tud. Évk. 109–119 p.

Ruzsányi, L., 1985: Effect of fertilization on the yield of winter wheat under dry and irrigated conditions. Búzaatermesztési kísérletek, 1970–1980. Akadémiai Kiadó, Budapest 519–526 p.

Sarkadi J., 1975: *A műtrágyaigény becslésének módszerei*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 182–185 p.

Scheffer, F. – Schachtschabel, P., 1982: *Lehrbuch der Bodenkunde*. 11. Auflage Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 413 p.

Stanford, G., 1982: Assessment of soil nitrogen availability. In: Stevenson: *Nitrogen in agricultural soils*. 651–688 p.

Stefanovits P., 1981: *Talajtan*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest

Stevenson, F. J., 1982: Origin and distribution of nitrogen in soil. In: *Nitrogen in agricultural soils*. *Agronomy*, No. 22. 1–38 p.

Szalai L. – Ringler A., 1986: *Biofizika*. Tankönyvkiadó, Budapest

Szász G., 1988: *Agrometeorológia*. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest

van Veen, J. A. – M. J. Frissel, 1981: Simulation model of the behaviour of N in soil. In: *Simulation of nitrogen behaviour of soil-plant systems*. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen. 126–154 p.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 95. évf. 6. szám, 1991. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 95 No. 6 November – December 1991

Az időjárási tényezők összefüggése a szélerózió okozta mezőgazdasági károkkal

Tőkei László, Varga Katalin

Kertészeti és Élelmiszeripari Egyetem, Agrometeorológiai és Vízgazdálkodási Tanszék
1502 Budapest Pf. 53

és Karácsony János

Gödöllői Agrártudományi Egyetem, Mezőgazdaságtudományi Kar,
Vízgazdálkodási és Meliorációs Tanszék
2103 Gödöllő Pf. 303

Napjainkban a szélerózió-kutatás a szél jelentős, egyes becslések szerint milliárdos nagyságrendű mezőgazdasági kártétele miatt egyre inkább előtérbe kerül. A jelenség több oldalról vizsgálható. Ebben a munkában meteorológiai vonatkozásait emeltük ki. A koratavaszi hónapok meteorológiai paramétereit vizsgáltuk az Állami Biztosító által rendelkezésünkre bocsátott kártérítési összegekkel összefüggésben. Elemzéseink szerint a legerősebb kapcsolatot a kárösszegek és az erózióra kedvező, száraz talajállapot között találtuk ($r = 0,88$). A száraz talajállapotot több meteorológiai paraméter együttes hatása alakítja ki. Ennek vizsgálatára olyan formulát dolgoztunk ki, amely egyszerre veszi figyelembe ezeket a paramétereket (csapadék, hőmérséklet, szélőkés-gyakoriság). A kedvező talajállapot-gyakoriság és a csapadék hányadosából képzett index márciusi sorozata mutatta a legszorosabb kapcsolatot a kárösszegekkel ($r_{K(1)} = 0,93$).

*

Connection between meteorological factors and agricultural damages caused by wind erosion.
In our days the study of wind erosion is very important because agricultural damages caused have an order of milliard (10^9) forints. The data of damages used in this work were determined by National Insurance Company of Hungary. The effect of wind erosion can be investigated from different point of view. In the present study the authors examine its meteorological aspects. They find the closest relationships between the damages and the state of soil surface (correlation coefficient was 0,88). A formula is elaborated for taking into account the complex influence of different meteorological parameters (such as temperature, precipitation and frequencies of blasts of wind) on dry soil state. The most favourable results are determined for the indices composed by the ratio of frequencies of dry soil state and precipitation in March (the correlation coefficient is 0,93).

Bevezetés

A világszerte növekvő szélerózió okozta környezetkárosodás miatt napjainkban előtérbe került a szélerózió-kutatás, amely kiterjed a jelenség vizsgálatára, valamint az előrejelzési és védekezési módszerek kidolgozására is. A GATE Vízgazdálkodási és Meliorációs Tanszéke, a G-10 Környezetgazdálkodási Programiroda megbízásából kutatási programot indított, amelynek keretében komplex módon foglalkozik a szélerózió elleni védekezés elméleti és gyakorlati problémáival.

A hazai és nemzetközi kutatás egy eddig kevésbé vizsgált területe a széleróziót kiváltó, illetve elősegítő meteorológiai tényezők összefüggése a mezőgazdasági károkkal. A meteorológiai előrejelzésen alapuló védekezési módszerek kidolgozása kapcsán e kérdés tanulmányozása elengedhetetlen. Az eddigi kutatások során elsősorban a szél erősségét, a szeles napok gyakoriságát vizsgálták (Fan és Disrud, 1977; Dolgilevics, 1986; Gavrilov és Rodionov, 1981; Jarosevics, 1981; Karácsony és Király, 1977; Lynch és Edwards, 1978; Maki, 1985), illetve a talaj nedvességtartalmának hatását az erózió bekövetkezésére (Azizov, 1977). A szélerózió elméleti kérdéseivel és a megelőzés lehetséges módszereivel Magyarországon korábban Bodolayné és Borsy foglalkozott behatóan (Bodolayné, 1965; Bodolayné et al. 1976; Borsy, 1972, 1974).

Ismeretes, hogy a széleróziót kiváltó legfontosabb környezeti tényezők a következők:

- laza, száraz, apró szemcsés talajfelszín;
- sima talajfelület, hiányzó vagy gyér növényzettel;
- kritikus érték feletti szélsebesség.

A száraz talaj kialakulását elősegíti a kevés csapadék és a szél, valamint a hőmérséklet szárító hatása. A téli hónapok kevés csapadéka, a csapadékszegény koratavaszi időszak gyakori előfordulása szintén kedvez ennek a folyamatnak (I. táblázat). Az eróziót fokozza a hazánk éghajlatára jellemző tavaszi szelek megélénkülése is (II. táblázat).

I. táblázat:
Átlagos havi csapadékmennyiség a vizsgált megyék átlagában (mm)

X.	XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.
50	49	40	32	32	38	48	61

II. táblázat:
Átlagos havi szélsebesség a vizsgált megyék átlagában (m/s)

I.	II.	III.	IV.	V.	Évi
3,3	3,3	3,7	3,6	3,2	3,1

A tavaszi vetések idején, a kelés során, majd utána is még hetekig gyér a növényzet; nem alakul ki a védelmet nyújtó növényborítottság. Két igen fontos, szélerózióra érzékeny mezőgazdasági növényünk vetési időpontja (a mák optimális vetési ideje február 25 – március 15., a cukorrépa vetési ideje március 15 – április 10.) erre a korai időszakra esik. A szélerózió mezőgazdasági kártétele elsősorban a vetőmag kifúvásában, a fiatal növények betakarásában, illetve kitarakásában és a homokverésben nyilvánul meg. Ezek a kedvezőtlen jelenségek a legtöbbször a tenyészidőszak elején fordulnak elő.

2. Anyag és módszer

A szélerózió a fent vázolt feltételek mellett elsősorban koratavasszal lép fel, s ebben az időszakban a legveszélyesebb a mezőgazdaságra. Ezért vizsgálataink során márciusi és áprilisi meteorológiai adatokkal dolgoztunk.

Az egyes években a különböző területeken a szélerózió okozta károkat az Állami Biztosító által rendelkezésünkre bocsátott – ezen időszak alatt évenként és megyénként

kifizetett – kártérítési összegek listája alapján becsültük (*III. táblázat*). A szélerózió meteorológiai vonatkozásainak vizsgálatához a kárösszegek szerint leginkább sújtott hat megye (Jász-Nagykun-Szolnok-, Bács-Kiskun-, Győr-Sopron-Moson-, Békés-, Hajdú-Bihar- és Csongrád-megye) egy-egy meteorológiai főállomásának (Szolnok, Baja, Győr, Békéscsaba,

III. táblázat:

Az Állami Biztosító szélerózióval kapcsolatos kárfizetései 1978–1987 között a kiválasztott hat megye átlagában (eFt)

Év	1978	1979	1980	1981	1982
Kárösszeg	114,8	1159,7	1012,8	722,8	823,5

Év	1983	1984	1985	1986	1987
Kárösszeg	2401,2	5780,8	472,0	1087,5	1029,7

Debrecen, Szeged) adatsorát használtuk fel az 1978–1987-es időszakból. A meteorológiai elemek közül a havi csapadékösszeg és középhőmérséklet, a szélleőkés-gyakoriság, illetve az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriság adatait vontuk be a vizsgálatba. Az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriságot az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) évkönyvei alapján, a talajállapotra megadott kulcs szerint, a 0, 6, 7, 8, 9 kategóriák relatív gyakoriságait összeszámolva állapítottuk meg. A szélleőkés-gyakoriság adatok az OMSZ „Havijelentés” című kiadványaiból származnak. A havijelentések a 10 m/s, 15 m/s és a 20 m/s-nál nagyobb szélleőkés gyakoriságairól közölnek statisztikákat. Munkánk során ezeket az adatokat használtuk fel. A megyékre vonatkozó kártérítési összegeket, illetve a meteorológiai adatokat átlagoltuk, hogy kiküszöböljük a károsított területek eltérő természetési szerkezetéből származó ingadozásokat. Mivel az Állami Biztosító széleróziós kártétel esetén a kieső jövedelem 20 %-át téríti meg, így a kártérítési összeg erősen függ a természetett növényfajtól és a növényfajok területi arányától. A továbbiakban csak az átlagolt meteorológiai és kártérítési adatokkal dolgoztunk.

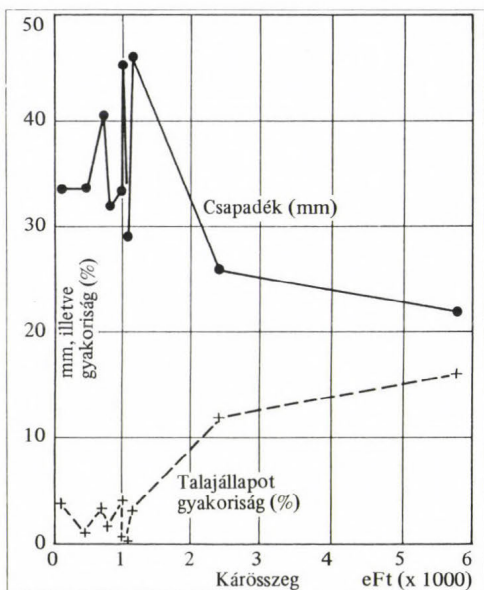
3. Az eredmények értékelése

A havi csapadékmennyiséget és az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriságot a kártérítési összeg függvényében grafikusán ábrázoltuk (*1. ábra*). Az ábrából világosan kitűnik, hogy ha a márciusi csapadékösszeg 30 mm alá csökken, a széleróziós kár ugrásszerűen emelkedik. Ezzel egyidejűleg a kárösszeg emelkedésekor az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriság is nő. A talajállapot esetében a kritikus érték havi négy előfordulás.

A csapadék és a kedvező talajállapot összefüggését a *2. ábrán* mutatjuk be. Ez megerősíti azt az előbbi megállapításunkat, mely szerint a talajállapot-gyakoriság abban az esetben emelkedik a kritikusnak megállapított 4 fölé, amikor a havi csapadékmennyiség 30 mm alá csökken.

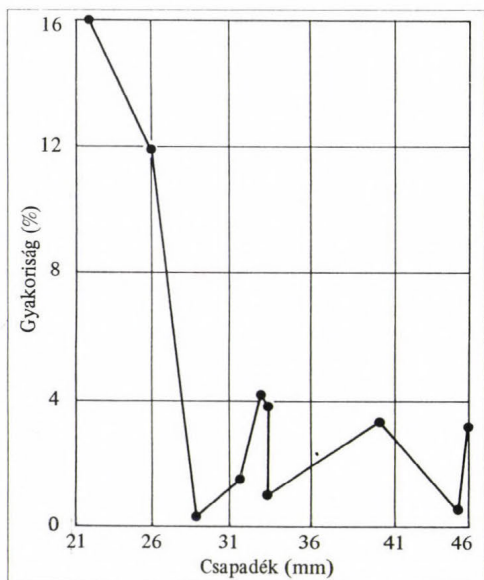
A hőmérséklet talajállapotra gyakorolt, közvetett hatását mutatja a *3. ábra*. A hőmérséklet emelkedésével párhuzamosan növekszik az erózióra kedvező talajállapot gyakorisága. Az ettől a tendenciától eltérő, kiemelkedően magas gyakorisági értékek esetében a havi csapadékmennyiség a kritikus 30 mm alatt volt.

A hőmérséklet hatása a talajfelszín állapotára – a magasabb havi középhőmérsékletből kifolyólag – áprilisban erőteljesebben jelentkezik (4. ábra).



1. ábra:

A csapadékmennyiség és az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriság a kárósszeg függvényében (március)



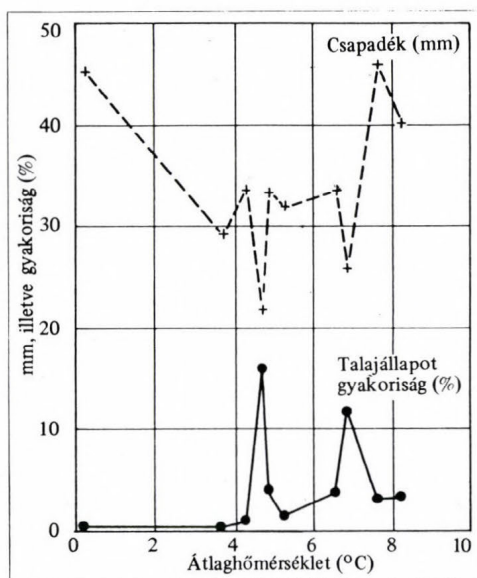
2. ábra:

A márciusi, erózióra kedvező talajállapot-gyakoriság a csapadékmennyiség függvényében

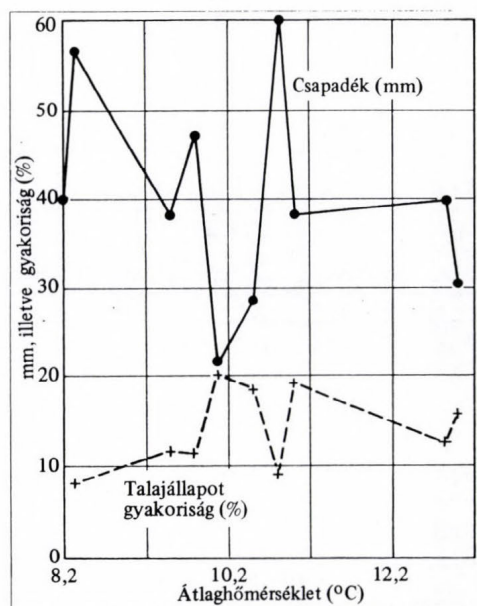
A grafikus elemzés során kapott eredmények igazolására elvégeztük az adatok matematikai-statisztikai vizsgálatát is. A statisztikai elemzés módszere a korrelációanalízis

volt. A vizsgált elemekre (kártérítési összegek, átlagolt meteorológiai adatok) kiszámítottuk a korrelációs értékeket. Az összefüggések erősségének megállapításához a következő inter-

3. ábra:
A csapadékmennyiség és az erózióra kedvező talajállapot az átlaghőmérséklet függvényében (március)



4. ábra:
A csapadékmennyiség és az erózióra kedvező talajállapot-gyakoriság az átlaghőmérséklet függvényében (április)



vallumokat adtuk meg:

- ha a korrelációs érték $0,41 < |r| < 0,60$ között van, az összefüggés gyenge;
- ha a korrelációs érték $0,61 < |r| < 0,80$ között van, az összefüggés közepes;
- ha a korrelációs érték $0,81 < |r| < 1,00$ között van, az összefüggés erős.

A korrelációs értékeket az egyes hónapok átlagolt adataival számoltuk ki és a következő megállapításokra jutottunk:

– március:

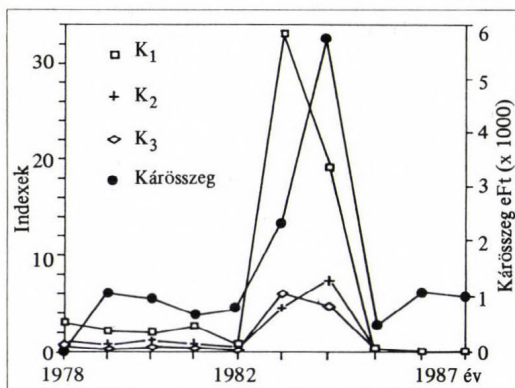
A kártérítési összeg a havi csapadékmennyiséggel közepes, negatív korrelációban áll ($r = 0,60$). A 10 m/s és a 20 m/s-nál nagyobb széllelőések gyakorisága inkább gyenge összefüggést mutat a széleróziós kárral. A korrelációs együttható rendre 0,55-el, illetve 0,62-vel egyenlő.

Az erózióra kedvező talajállapot gyakorisága és a kártérítési összeg közötti korreláció mértéke erős ($r = 0,88$). A csapadékmennyiség és a talajállapot negatív összefüggését mutatja a 0,65 korrelációs érték.

– április:

Az áprilisi meteorológiai paraméterek közül leginkább a széllelőések-gyakoriság korrelál a széleróziós kár mértékével. A 10 m/s és a 15 m/s-nál erősebb széllelőések gyakorisága gyenge összefüggést mutat ($r = 0,59$, illetve $r = 0,59$). A 20 m/s-nál nagyobb széllelőések esetében a korreláció erős ($r = 0,82$). A csapadék és az erózióra kedvező talajállapot ebben a hónapban erős, negatív összefüggést mutat ($r = 0,83$).

A korrelációs értékek alapján megállapíthatjuk, hogy a széleróziót elsősorban a havi csapadékmennyiség, a szél és a kedvező talajállapot befolyásolja. A hőmérséklet – bár korrelációs összefüggést nem mutat – hatása nem hagyható figyelmen kívül, mert közvetve a talajfelszín nedvességi állapotát befolyásolja.



5. ábra:

A széleróziót jellemző márciusi indexek (lásd szöveg) grafikus ábrázolása

A meteorológiai tényezők azonban nem külön-külön, egymástól függetlenül, hanem együttesen idézik elő a széleróziót. Ezeknek az összefüggéseknek a vizsgálatához az átlagolt meteorológiai adatokból a hónapot jellemző indexeket képeztünk. A kialakított formulák a következők:

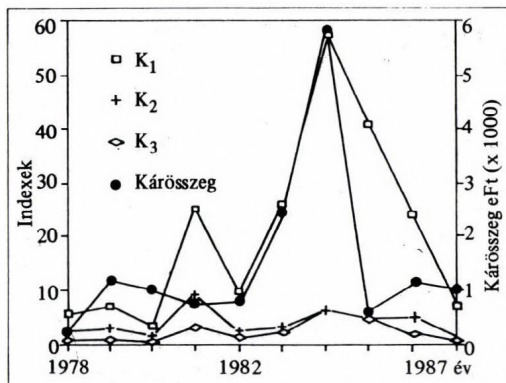
$$K(1) = 10 \cdot T_k / \text{csapadék};$$

$$K(2) = T_k \cdot (1,5 \cdot \{\text{szél} > 15\}) / \text{csapadék};$$

$$K(3) = t \cdot (\{\text{szél} > 15\} \cdot T) / \text{csapadék},$$

ahol t = havi középhőmérséklet °C-ban. Ezekben a formulákban T_k az erózióra kedvező talajállapot gyakorisága, $\{\text{szél} > 15\}$ a 15 m/s-nál erősebb széllelőések gyakorisága, míg a csapadék havi mennyisége mm-ben van kifejezve.

A formulák alapján a meteorológiai adatokból kiszámolt indexsorokat ismét korreláltuk a kárértítési összegekkel. A $K(1)$ indexből számolt indexsor csak március hónapban korrelál a kárértékkel, igen erős mértékben ($r = 0,93$). Áprilisban összefüggés nem mutatható ki. A $K(2)$ indexsor márciusban és áprilisban is közepesen korrelál a kárértítési összeggel ($r = 0,76$, illetve $r = 0,65$). A $K(3)$ indexsor és a kárértítési összeg értékei között közepes a korreláció, áprilisban valamivel erősebb. Az együttható értéke márciusban és áprilisban rendre 0,65, illetve 0,70.



6. ábra:
A széleróziót jellemző áprilisi indexek (lásd szöveg) grafikus ábrázolása

A márciusi indexsorok grafikus ábrázolásából egyértelműen kitűnik, hogy a képzett indexsorok és a kárértítési összegek görbéinek lefutása hasonló: főleg a $K(1)$ márciusi értéke esetében (5. ábra). Az áprilisi indexsorok esetében ez már nem olyan egyértelmű, a $K(3)$ kivételével, amely valamivel szorosabb összefüggést mutat a kárösszeggel, mint a márciusi adatok (6. ábra). A $K(1)$ áprilisi görbéje teljesen eltér a kárösszeg görbétől, amiből arra következtethetünk, hogy míg márciusban a csapadék és ezzel összefüggésben a talajállapot a meghatározó tényező, addig áprilisban a szélsébség a döntő.

4. Következtetések

A szélerózió jelensége több szempontból vizsgálható. Jelen tanulmányban a meteorológiai vonatkozásokat emeltük ki. Összefüggést állapítottunk meg az Állami Biztosító szélkár-statisztikája, illetve a talajállapot, a csapadék, a szellőkés-gyakoriság és a hőmérséklet között. Az erózió és a meteorológiai tényezők közötti kapcsolat vizsgálata során megállapítottuk, hogy a mezőgazdasági termelés szempontjából legveszélyesebb koratavaszi időszakban elsősorban a talajállapottól és a talaj nedvességtartalmától függ az erodálhatóság. Az erózióra kedvező száraz talajállapot kialakulásában meghatározó elem a csapadék mennyisége. Hazánkban az évi csapadékjárás minimuma január és február hónapban van (I. táblázat). Ez még márciusban is érezteti hatását, ebből következően e hónapban nagy gyakorisággal fordulhat elő az erózióra kedvező száraz talajállapot. A hőmérséklet és a szél szárító hatása – amely áprilisban hangsúlyosabban érvényesül –, a megélénkítő szelek (II. táblázat), a magasabb havi középhőmérséklet szintén befolyásolja a talaj nedvességtartalmát. Az eróziós károk megelőzésében tehát igen fontos szerepet játszik a talaj nedvességtartalmának megőrzése megfelelő agrotechnikai módszerek alkalmazásával.

Vizsgálataink eredményei alapján szolgálhatnak egy, az egész ország területére kidolgozandó széleróziós térképnek, amely a meteorológiai paraméterek alapján osztályozná az egyes tájegységeket az erózió általi veszélyeztetettség szerint.

IRODALOM

- Azizov, A., 1977: Influence of soil moisture on the resistance of soil to wind erosion. *Soviet Soil Science* 9, 105–108.
- Bodolay I-né, 1965: A talajok szélrózsiójának folyamata és dinamikája. *Agrokémia és Talajtan* 14, 311–320.
- Bodolay I-né, Máté F. és Szűcs L., 1976: A szélrózsió hatása a Bácskai löszháton. *Agrokémia és Talajtan* 25, 96–103.
- Borsy Z., 1972: A szélrózsió vizsgálata a magyarországi futóhomok területeken. *Földrajzi Közlemények* 20, 156–160.
- Borsy, Z., 1974: Recent results of wind-erosion studies in Hungarian blown-sand areas. *Földrajzi Értesítő* 23, 227–236.
- Dolgilevics, M. I., 1986: Prognozirovanie vetrovoj erozii pocsv. *Tez. dokl. 2. szjezda pocsvvédovi agrohímikov, USzSzR, Harkov*
- Fan, L. T. and Disrud, L. A., 1977: Transient wind erosion a study of the nonstationary effect on rate of wind erosion. *Soil Science* 124, 61–65.
- Gavrilov, L. N. i Rodionov, V. Sz., 1981: Rajonirovanie territorii podverzennoj vetrovoj erozii, po csasztoe i sezonnoszti jejo pojavlenija (na primere Sztravopol szkogo kraja). *Materialii 7. Vsesz. Naucs. Konf. po Prirod i Ekon. Geogr. Rajonir SzSzSzR Moszkva*, 42–45.
- Jarosevics, L. M., 1981: Metodika koliciesztvennij ocenki prirodnuh uszlovij territorii dlja razrabotki protivodefljacionnuh meroprijatij na meliorirovannuh zemljah. *Vlijanie hozdejat.-ti na prirodu BSzSzR Minszk*, 144–150.
- Karácsony J. és Király M., 1977: Deflációt kiváltó időjárási tényezők. Kísérletek a deflálódott talajmennyiség mérésére. *OMSZ Hivatalos Kiadványok XLIII*, 205–210.
- Lynch, L. G. and Edwards, K., 1978: The analysis of limited climatic data with reference to wind erosion risk in semi-arid to arid regions. *Agricultural Meteorology* 21, 37–47.
- Maki T., 1985: Studies on the windbreak nets. Effects on the micrometeorological modification and wind erosion prevention by a windbreak net at the bare ground field in winter and spring. *Agricultural Meteorology* 40, 323–330.

BACH, W. and JAIN, A. K.: **From Climate Crisis to Climate Protection.** (Az éghajlati válságtól az éghajlat védelméig.) Greenpeace Germany, University Muenster, 1991. 74+12 oldal, 24 ábra, 14 táblázat, 38 irodalmi hivatkozás.

Wilfrid Bach a Münsteri Egyetem Alkalmazott Klimatológiai Tanszékének professzora, míg **Atul K. Jain** Indiából, Új Delhiből került a müncheni egyetemre mint tudományos kutató. A könyv alcíme: Mennyire hatékonyak az antropogén üvegházhatás csökkentésére tett határozatok? Ez az alcím jól kifejezi a szerzőpáros munkájának célját. Igen alapos elemzést adnak az emberi tevékenységből származó különböző üvegházgázok emissziójáról, az emissziós források relatív intenzitásáról, az üvegházhatásból eredő globális fölmelegedésről.

A számításkor a kiindulási feltétel változatlan emberi tevékenység, a BAU (business-as-usual). A különböző feltételekre elvégzett számítások alapján az üvegházhatás okozta fölmelegedést 2100-ig extrapolálták. Az egyes elméleti modellek 2100-ra 4,5, 2,5, illetve 1,5°C melegedést helyeznek kilátásba BAU esetén. A mennyiségük csökkenő sorrendjében a melegedést okozó üvegházgázok, illetve forrásaik a következők: CO₂ fosszilis tüzelőanyagokból, trópusi erdők irtásából, metán, halogénezett szénhidrogének, dinitrogén-oxid. Figyelmet érdemel az a táblázat, amely 180 ország évi szén-dioxid kibocsátásáról nyújt áttekintést.

A szerzők ezután sorra elemzik a különböző intézkedések, a Montreáli Jegyzőkönyv, a Londoni Egyezmény, valamint a német parlament Enquete-Bizottsága előírásainak betartása nyomán várható emisszió csökkentéseket. A CFC gázok kibocsátása 2010-re gyakorlatilag megszűnik, amennyiben a nemzetközi előírásokat betartják. A trópusi erdők irtása BAU esetén 2030-ra, illetve 2050-re teljesen eltűntetné az őserdőket a trópusokon. Az intézkedések betartásával az erdőirtás 2005 és 2010 között megszűnne. Az energia takarékossgal elérhető CO₂ emisszió csökkentés várhatóan a gazdaságilag fejlett országokban lesz a legerősebb, a fejlődő országokban az emisszió tovább növekszik. Hasonló számításokat végeztek a szerzők a metán és a dinitrogén-oxid emissziójának várható csökkentésére.

Mindezek alapján becsléseket végeztek a fölmelegedés várható csökkenésére vonatkozóan. Végül ajánlásokat adnak az 1990 és 2000 közötti időszakban hozandó nemzetközi intézkedésekre a légkör és éghajlat védelmére.

Koppány György

SCORER, R. S.: Satellite as Microscope. (Műhold, mint mikroszkóp) Ellis Horwood Ltd., Chichester, 1990. 268 old., számos fénykép és ábra.

Scorer professzor neve a magyar meteorológusok körében már az ötvenes években ismertté vált a hegyek szélárnyékos oldalán kialakuló hullámmozgás elméleti és experimentális vizsgálatával. A laikus szemlélő számára is megkapó Altocumulus lenticularisok a légkör egyébként csak mérésekkel felderíthető mozgásfolyamatait teszik láthatóvá és látványossá. Bizonyára a könyv szerzőjét is kezdettől fogva motiválhatta ez a jelenség, hiszen életművének jelentős része az aerodinamika, a felhőfizika és a műhold-meteorológia területére esik.

Alig négy évvel a „Cloud investigation by satellite” című könyvének megírása után – melyben inkább a nagytérségű felhőrendszerekkel foglalkozik – elkészült a kis-skálájú jelenségek bemutatásával és fizikai magyarázatával foglalkozó kötet. Tizenegy évnyi időszakból több ezer, műholdról készült felvétel közül választott ki néhány százat. Ezek között már jócskán akadt antropogén eredetű felhő is (pl. kondenzcsíkok), vagy földfelszín-közi jelenség (hőszigetek az infravörös tartományban készült képeken). A válogatáshoz az eredeti képanyagot kellett használnia, hiszen a számítógéppel feldolgozott képeken a nagytérségű folyamatok számára zajként jelentkező mikroskálájú felhőformák kiszűrésre kerülnek.

A könyv első négy fejezete a későbbiek megértéséhez szükséges sugárzási (szóródás, visszaverődés, elnyelés) és felhőfizikai ismereteket közli.

Külön fejezetet szentel a NOAA műholdak 3. csatornáján (3,55–3,93 μ m-es hullámsáv) megjelenő képeknek, amelyek értelmezése elég bonyolult, hiszen a felhőfényesség nagymértékben függ a cseppnagyságtól.

Önálló fejezetet kaptak az óceánok felhőmentes területein felfedezhető, hajók okozta csíkok és a hulladékégető hajók füstfáklyái. A szárazföldi eredetű füstfáklyák is főleg a tengerek fölé érve válnak láthatóvá, különösen akkor, ha a bennük lévő vízgőz kondenzálódik.

A felső troposzférában megjelenő csíkok (orografikus Cirrus, kondenzcsík) tanulmányozásánál főleg a 3. csatorna képeit használja, amelyen a koncentzcsíkok hol fehér, hol fekete sávként jelennek meg, attól függően, hogy mennyivel korábban jöttek létre. Kapcsolatot talált a megfigyelt kondenzcsíkok és a létrehozó repülőgép típusok között is.

A természetes, illetve antropogén eredetű légköri homály, por és füst a részecskénagyságtól függően vagy a látható, vagy az infravörös tartományban készült képeken jelenik meg.

A szennyeződések lerakódásával foglalkozó fejezet látszólag elüt a könyv célkitűzéseitől, de a Csernobil-i rádióaktív szennyeződés terjedésével és illusztrálásával foglalkozó alfejezet magyarázatot ad e kitérőre.

A vulkánok és erdőtüzek füstfáklyái ugyancsak jól felfedezhetők és analízálhatók a felhőképeken.

A „mikroszkopikus” jelenségek mellett a mezoskálájú formációkkal (lee-hullámok, frontok, inverziók) is foglalkozik a szerző, majd befejezésül újonnan felfedezett, különleges szerkezetű és formájú képződményeket mutat be.

A fényképekkel bőven illusztrált könyvben nagyon alapos, elmélyült fizikai magyarázatot is találunk minden jelenséggel kapcsolatban. Scorer professzor sokkal többet lát és közöl velünk, mint amit egy műhold-meteorológiával „barátságban” lévő meteorológus fel tud fedezni.

Egyetlen körülmény nehezítheti meg az olvasó dolgát: egyes esetekben nehéz azonosítani a leírtakat a fényképeken. Ezt megoldotta volna néhány azonosító jel, nyíl vagy földrajzi koordinátaháló felrakása.

Ambrózy Pál

MAROSI S. és SOMOGYI S. (szerk.): Magyarország kistájainak katasztere, I–II. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 1990. 1023 oldal, 60 irodalmi tétel, számos ábra, térkép és táblázat, települések jegyzéke.

Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet több évi kutatásainak kiemelkedő eredménye a Magyarország kistájainak katasztere című kiadvány, amely „a természeti erőforrások összehangolt hasznosítását megalapozó kutatások” megnevezésű tárcaközi program egyik feladatának, nevezetesen „A természeti erőforrások katasztere elkészítése”-nek a vizsgálati eredményeit foglalja össze két kötetben. A több mint 1000 oldalnyi kiadványban az egymástól eltérő 230 kistájunk fontosabb, főleg természeti környezeti tényezőit összegzi a könyv megírásában résztvevő 10 szerző. E terjedelmes tudományos mű az egyes hazai kistájak helyzetének, éghajlatának, vízrajzának, domborzatának, földtani adottságainak, talajainak, természetes és termesztett növényzetének, s mindezek ismeretében a területhasznosításnak rendszerezett bemutatását adja, amit egy tájtipológiai összegzés zár.

A munkából egyértelműen kilálglik, hogy mind a szerkesztőknek, mind a szerzőknek kifejezett törekvése volt – a nagy terjedelem ellenére is – a tömör szöveges értékelés és az azt alátámasztó, igen nagy mennyiségű számszerű adatok, mennyiségi paraméterek, ábrák és táblázatok közlése. A közölt bőséges adatbázis kitűnő forrása nyaga lehet további elemző vizsgálatoknak, sőt alapját képezheti egy, a regionalitás elvén felépülő széleskörű földrajzi adatbanknak is.

A kiadvány meteorológiai szempontból is értékes anyag, hiszen az éghajlati viszonyoknak ilyen részletes (kistájak szerinti bontású) és az egész országot felölelő jellemzése még nem jelent meg. A könyv ezen alfejezeteinek külön értéke, hogy a klímaadatbázis az 1951–1980 közötti meteorológiai megfigyeléseken alapul (vagyis a Meteorológiai Világszervezet által ajánlott legújabb klímaperióduson), s az adatközlés módja lehetővé teszi egyrészt a korábbi klímaperiódusokkal való összevetést, másrészt biztosítja az egyes kistájak éghajlati viszonyainak összehasonlító elemzését. A feldolgozott és közölt adatok kiválasztásának fő szempontjait a napfénytartamra, a hőmérsékleti- és csapadékvizonyokra, az ariditás mértékére, a szélenergiaviszonyokra, az éghajlati-típusokra és a területhasznosításra vonatkozólag – elsősorban az határozta meg, hogy maga a klíma mennyiben befolyásolja a tájban élő lakosság életlehetőségeit, a környezet és gazdálkodás összhangját.

Az agrometeorológusok és klimatológusok különös érdeklődéssel tanulmányozhatják a jól áttekinthető vízrajzi fejezeteket. E részben a táj vízfolyásainak jellemző adatait elemzi a szerző, ideértve a vízjárás jellemzőin túlmenően a vízminőséget is. A kistájak vízháztartásának területi értékeit a fajlagos felszíni lefolyási tényezővel, illetve a vízhiány és a vízfelesleg értékeivel jellemzi. Az idevonatkozó adatok jól hasznosíthatók az öntözővíznormák meghatározásához, továbbá az öntözés szükségességének, illetve mértékének megállapításához. Részletes képet kapunk a tájak állóvizeiről, a talajvízről, annak mennyiségi és minőségi viszonyairól, végül a táj vízkészleteinek kihasználtságáról.

Az agrometeorológiai és éghajlati kutatások hőháztartási témakörében nagy segítséget jelent a kiadvány talajtani jellemzőkre vonatkozó ismeretanyaga. Ugyanis a legtöbb konkrét anyagot a tájak talajait ismertető fejezetrészek nyújtják a talajtípusok területi részarányának, az egyes típusok és a lejtőszög kapcsolatának, valamint a terület-hasznosítással való összefüggéseknek a táblázatos bemutatásával. A megértést és a kistájak helyi viszonyai sajátosságainak értelmezését kitűnően fogalmazott magyarázó szöveg könnyíti meg.

Mintegy összefoglaló szintézisnek tekinthető a kistájak tájtipológiai jellemzése, amihez a szerzők felhasználták a többi tájtényezőről készült és leírt adatokat, értékeléseket. Ez a jellemzés minden táj, és kistáj esetében megtalálható a kiadványban. A leírt sajátosságok alapján meghatározták azokat a tájtipológiai egységeket, amelyek egészében vagy részleteiben az egyes tájakat jellemzik és azt is, hogy területükből milyen arányban részesülnek. A tipológiai jellemzés alapján utalnak a tájhasznosítás jelenlegi helyzetével való összhangra, a szükségesnek látszó, vagy egyéb okból fellépő változás lehetőségeire és jellegeire.

Egyet kell értenünk *Pécsi Márton* akadémikusnak a kiadvány előszavában írt értékelésével, miszerint „Magyarország kistájainak katasztere” nem csupán tömören összegzi és megújítja a sok évtizedes, tudományos és gyakorlati célból szerzett ismereteinket, hanem újabb széleskörű adatgyűjtés és egységes szemlélet alapján új műfaji feldolgozást ad a földtudományok – köztük a meteorológia, különös tekintettel az agro-meteorológia és klimatológia valamint a gyakorlati célú felhasználók számára.

Antal Emánuel

Antal Emánuel nyugalomba vonult

Antal Emánuel egyetemi hallgató korában csak felületesen ismertem. Azt azonban tudtam róla, hogy az Eötvös Loránd Tudományegyetem azon meteorológus hallgatói közé tartozik, akik még az előadások közti szünetekben is sokszor szakmai kérdésekről vitatkoznak. Így nem is volt váratlan, hogy meteorológus diplomáját 1955-ben kitüntetéssel szerezte meg.

Munkatársként az 1958-ban indult Balaton-kutatáson találkoztunk, mint az Országos Meteorológiai Intézet alkalmazottjai. Bár tevékenységünk közvetlenül nem függött össze, hiszen ő terepklimatológiai, én aerológiai méréseket végeztem, nagy hatással volt rám szakmai tudása és szeretete, valamint szervezőkészsége. Megéreztem, hogy azok közé a kollégák közé tartozik, akik el akarnak érni valamit és elképzeléseiket végre is tudják hajtani. A Balaton sugárzás-, hő- és vízház-tartása témakörben megjelent tanulmányait érdeklődéssel olvastam. Ezek a tanulmányok alapul szolgáltak „Az evapotranspiráció meghatározása” című doktori értekezéséhez, amelyet az ELTE-n 1961-ben „summa cum laude” minősítéssel védett meg.

Antal Emánuel érdeklődése ezután a növények vízháztartásának vizsgálata felé fordult. 1963-ban Szarvason agrometeorológiai állomást létesített, majd 1965-ben az akkori Országos Vízügyi Hivatal (OVH) megbízásából a Gödöllői Agrártudományi Egyetemen karöltve evapotranspirométeres hálózatot szervezett. Még ma is világosan emlékszem egy 1964-es megbeszélésre, amikor kandidátusi témáját terjesztette elő, amelynek lényege az öntözővíz mennyiségének meteorológiai alapokon történő meghatározása és előrejelzése volt. A tervekről nem csak a meteorológus, hanem a jelen lévő vízügyi és mezőgazdasági szakemberek is igen lelkesen nyilatkoztak. Számomra kézzel foghatóan először ekkor világosodott meg, hogy a légköri mérések milyen fontos gyakorlati célok megvalósítását segíthetik elő. Az 1968-ban megvédett „Az öntözés előrejelzése meteorológiai ada-

tok alapján” című kandidátusi értekezése igazolta azokat a várakozásokat, amelyeket a téma felvetése keltett. Sőt, a munkát az OVH a „Vízgazdálkodás Kiváló Dolgozója” című kitüntetéssel is elismerte.

A kandidátusi fokozat megszerzése után további fontos elképzelései valósultak meg. Ezek közé tartozott a Fertő tavi kutatás, amelynek anyagából több doktori disszertáció, ötvennél több tanulmány és két könyv született. Ebben az időben Antal Emánuel már több kutató munkáját irányította, bizonyítva tudományos iskolateremtő képességeit. Másik fontos kutatási témája a talajerőgazdálkodás agrometeorológiai megalapozása volt. Ez is olyan komplex témakör, amelyben nagyszerűen megtalálta a közös hangot más tudományok képviselőivel, esetünkben a Keszthelyi Agrártudományi Egyetem munkatársaival.

Az addig is kiváló szakmai felkészültségét tovább emelte a jó munkáját elismerő, a Meteorológiai Világszervezettől kapott ösztöndíj, amellyel egy évet az Egyesült Államokban töltött a korszerű agro- és hidrometeorológiai mérési és kutatási módszerek megismerése céljából.

Antal Emánuel szakmai pályájának kiemelkedő eseménye volt a konzervipari növények termeltetésének és feldolgozásának összehangolására, 1977-ben elindított számítógépes integrált termelés-irányító mintarendszer kidolgozása. A munka az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság anyagi támogatásával a Nyíregyházi Konzervgyár közreműködésével folyt, de tudományos részét Antal Emánuel szervezte és irányította. A kutatás eredményeit a konzerviparban a mai napig használják. A meteorológus szakmában egyedülállóan, a kutatás elismeréseképpen 1988-ban „Állami Díj”-at kapott.

Szakmai és emberi kapcsolatunk mindig kifogástalan volt. Hosszú ideig szakmai felettese voltam, majd 1981-ben szerepet cseréltünk. Mint az Országos Meteorológiai Szolgálat elnökhelyettese éve

ken át hivatali felettesem volt. Személyiségére jellemző, hogy a hosszú évek alatt egyetlenegy hangosabb szó sem hangzott el közöttünk.

Az OMSZ elnökhelyetteseként, illetve 1990 decembere és 1991 februárja között megbízott elnökként, a szakmai munkára *Antal Emánuel*nek természetesen kevesebb ideje maradt. Szakmai ismereteit és szervezőkészségét azonban ebben a munkakörben is jól kamatoztatta. Így, egyebek mellett, 1987-ben újra mozgósította munkatársait. A Magyar Tudományos Akadémia támogatásával kétoldali kutatási együttműködést kezdeményezett az Országos Meteorológiai Szolgálat és a National Center for Atmospheric Research (NCAR, Boulder, USA) között a szélsőséges éghajlati események tanulmányozására. Az együttműködés négy esztendeje alatt a program keretében 27 tanulmányt, s egy angol nyelvű kiadványt publikáltak a résztvevő kutatók.

Antal Emánuel tudományos közéleti szereplése is figyelemreméltó. Ezt bizonyítja, hogy számos tudományos bizottság tagja (MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága, valamint Hidrológiai Bizottsága, a Tudományos Minősítő Bizottság Földrajz és Meteorológiai Szakbizottsága, az ICID Magyar Nemzeti Bizottsága stb), társelnöke a Magyar Meteorológiai Társaságnak, szerkesztő bizottsági tagja az „*Időjárás*”-nak 1977-től, valamint az „*Agricultural and Forest Meteorology*” című nemzetközi szakfolyóiratnak 1974-től.

Több, mint 20 éve vesz részt a felsőfokú agrárképzés agrometeorológiai oktatásában, aminek elismeréséül a *Gödöllői Agrártudományi Egyetemen* 1980-ban *címzetes egyetemi docens*, majd 1985-ben *címzetes egyetemi tanár* kinevezést kapott.

Publikációs munkáinak döntő többsége az agro- és hidrometeorológia tárgykörében jelent meg. Részt vett 4 szakkönyv, 3 egyetemi jegyzet megírásában, szerkesztője és társszerzője két angol nyelvű kiadványnak, összesen 102 tanulmány szerzője, illetve társszerzője, amelyből 20-nál több idegen nyelven jelent meg.

A rövid megemlékezés természetesen nem teszi lehetővé, hogy *Antal Emánuel* pályafutásának minden részletét elemezzük és méltassuk. Egyértelmű azonban, hogy az utóbbi évtizedek egyik legkiemelkedőbb meteorológusa. Személye összeforrt a légköri kutatások és az OMSZ tevékenysége színvonalának emelésével. Tudományágunk fejlődéséért olyan sokat tett, hogy munkájának eredményei még sokáig fellelhetők lesznek szakmánk mindennapjaiban. Sőt azt is reméljük, hogy jól megérdemelt pihenése közben arra is marad ideje, hogy problémáink megoldásában tanácsaival továbbra is segítsen bennünket. Nyugdíjas éveikhez sok erőt és egészséget kívánunk.

Mészáros Ernő

ATMOSPHERIC ENVIRONMENT

an international journal

To promote the distribution of *Atmospheric Environment* „Időjárás” publishes regularly the contents of this important journal. For further information the interested reader is asked to contact *Dr. P. Brimblecombe*, School for Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, U. K.

Volume 25A Number 11 1991

Symposium on Global Climatic Effects of Aerosols

<i>J. E. Penner and G. W. Mulholland</i>	2433	An overview
<i>S. Twomey</i>	2435	Aerosols, clouds and radiation
<i>O. Preining</i>	2443	Aerosol and climate—an overview
<i>T. L. Anderson and R. J. Charlson</i>	2445	Geophysiology of natural marine sulfate aerosols
<i>J. G. Hudson</i>	2449	Observations of anthropogenic cloud condensation nuclei
<i>P. A. Durkee, F. Pfeil, E. Frost and R. Shema</i>	2457	Global analysis of aerosol particle characteristics
<i>W. G. N. Slinn</i>	2473	Hints of another gremlin in the greenhouse: anthropogenic sulfur
<i>S. M. Kreidenweis, F. Yin, S.-C. Wang, D. Grosjean, R. C. Flagan and J. H. Seinfeld</i>	2491	Aerosol formation during photooxidation of organosulfur species
<i>S. M. Kreidenweis, J. E. Penner, F. Yin and J. H. Seinfeld</i>	2501	The effects of dimethylsulfide upon marine aerosol concentrations
<i>D. J. Erickson, III, J. J. Walton, S. J. Ghan and J. E. Penner</i>	2513	Three-dimensional modeling of the global atmospheric sulfur cycle: a first step
<i>A. D. A. Hansen, W. H. Benner and T. Novakov</i>	2521	Sulfur dioxide oxidation in laboratory clouds
<i>W. G. Finnegan, R. L. Pitter and L. G. Young</i>	2531	Preliminary study of coupled oxidation-reduction reactions of included ions in growing ice crystals
<i>M. J. Molina</i>	2535	Heterogeneous chemistry on polar stratospheric clouds
<i>E. M. Patterson, R. M. Duckworth, C. M. Wyman, E. A. Powell and J. W. Gooch</i>	2539	Measurements of the optical properties of the smoke emissions from plastics, hydrocarbons, and other urban fuels for nuclear winter studies
<i>N. P. Bryner and G. W. Mulholland</i>	2553	Smoke emission and burning rates for urban structures
<i>M. F. Iskander, H. Y. Chen and J. E. Penner</i>	2563	Resonance optical absorption by fractal agglomerates of smoke aerosols

- | | |
|--|---|
| <i>C. F. Rogers, J. G. Hudson,
J. Hallett and J. E. Penner</i> | 2571 Cloud droplet nucleation by crude oil smoke and coagulated crude oil/wood smoke particles |
| <i>D. E. Hagen, M. B. Trueblood
and J. Podzimek</i> | 2581 Combustion aerosol scavenging |
| <i>J. Podzimek, M. B. Trueblood
and D. E. Hagen</i> | 2587 Condensation nuclei activation or deactivation by deposited insoluble particles |
| <i>N. L. Miller and P. K. Wang</i> | 2593 A theoretical determination of the collection rates of aerosol particles by falling ice crystal plates and columns |
| <i>T. F. Harvey and L. L. Edwards</i> | 2607 A parametric investigation of electrical effects on aerosols scavenging by droplets over large fires |
| <i>S. J. Ghan</i> | 2615 Chronic climatic effects of nuclear war |
| <i>D. P. Bacon and R. A. Sarma</i> | 2627 Agglomeration of dust in convective clouds initialized by nuclear bursts |
| <i>L. C. Rosen and J. Ipser</i> | 2643 Scattering of ground based lasers by aerosols in an atmosphere with enhanced particle content |

Volume 25A Number 12 1991

- | | |
|---|--|
| <i>E. Ganor</i> | 2657 The composition of clay minerals transported to Israel as indicators of Saharan dust emission |
| <i>E. Ganor, H. A. Foner,
S. Brenner, D. Neeman and
N. Lavi</i> | 2665 The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms |
| <i>A. G. Allen, R. M. Harrison
and K. W. Nicholson</i> | 2671 Dry deposition of fine aerosol to a short grass surface |
| <i>R. W. Gillett and G. P. Ayers</i> | 2677 The use of thymol as a biocide in rainwater samples |
| <i>C. Veldt</i> | 2683 Emissions of SO _x , NO _x , VOC and CO from East European countries |
| <i>E. Atlas</i> | 2701 Observation of possible elemental sulfur in the marine atmosphere and speculation on its origin |
| <i>L. A. Smith and A. S. Lefohn</i> | 2707 Co-occurrence of ozone and wet deposited hydrogen ion in the United States |
| <i>G. Zhang, P. K. Dasgupta
and Y.-S. Cheng</i> | 2717 Design of a straight inlet diffusion scrubber. Comparison of particle transmission with other collection devices and characterization for the measurement of hydrogen peroxide and formaldehyde |
| <i>A. S. Wexler and J. H. Seinfeld</i> | 2731 Second-generation inorganic aerosol model |
| <i>B. Y. Underwood</i> | 2749 Deposition velocity and the collision model of atmospheric dispersion—I. Framework and application to cases with constant turbulent velocity scale |

B. Y. Underwood

*W. P. L. Carter and
F. W. Lurmann*

*F. Raes, C. Tassone, G. Grippa,
N. Zarimpas and G. Graziani*

*R. R. Draxler, R. Dierz,
R. J. Lagomarsino and G. Start*

*W. H. Snyder and
R. E. Lawson, Jr*

*S. T. Trudgill, H. A. Viles,
R. U. Cooke, R. J. Inkpen,
A. L. Heathwaite and J. Houston*

*D. T. Mylonas, D. T. Allen,
S. H. Ehrman and S. E. Pratsinis*

*D. Camuffo, A. Bernardi and
P. Bacci*

*R. D. Saylor, L. K. Peters and
R. Mathur*

Technical Note

*J. J. Colls, P. A. Geissler and
C. K. Baker*

Short Communication

*M. D. Cheng, P. K. Hopke,
S. Landsberger and L. A. Barrie*

Discussions

*G. W. Gross, W. G. Finnegan
and R. L. Pitter*

J. Dignon

2761 Deposition velocity and the collision model of atmospheric dispersion-II. Extension to cases with variable turbulent velocity scale

2771 Evaluation of a detailed gas-phase atmospheric reaction mechanism using environmental chamber data

2807 Updating long-range transport model predictions using real-time monitoring data in case of nuclear accidents with release to the atmosphere

2815 Across North America Tracer Experiment (ANATEX): sampling and analysis

2837 Fluid modeling simulation of stack-tip downwash for neutrally buoyant plumes

2851 Trends in stone weathering and atmospheric pollution at St Paul's Cathedral, London, 1980-1990

2855 The sources and size distributions of organonitrates in Los Angeles aerosol

2863 Transboundary transport of atmospheric pollutants through the eastern Alps

2873 The STEM-II regional-scale acid deposition and photochemical oxidant model-III. A study of mesoscale acid deposition in the lower Ohio River Valley

2895 Long-term performance of a field-release system for the intermittent exposure of agricultural crops to sulphur dioxide

2903 Distribution characteristics of trace elements and ionic species of aerosol collected at Canadian High Arctic

2911 Preliminary study of coupled oxidation-reduction reactions of included ions in growing ice crystals

2915 Perturbations to tropospheric oxidants 1985-2035:2. Calculations of hydrogen peroxide in chemically coherent regions



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 küldendőek be a következő címmel: **Időjárás Szerkesztősége 1525 Budapest, Pf.: 38.**

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

Az Országos Meteorológiai Szolgálat Folyóirata

Készült az Országos Meteorológiai Szolgálat Nyomdájában,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Telefon: 1 353 500

Felelős vezető: **Máthé Gyuláné**

Felelős kiadó: **Dr. Mersich Iván**, az OMSZ elnöke

Levélcím: 1525 Budapest, Pf.: 38.

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324-6329