300.004

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
FOLYÓIRATA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), ANTAL E. (Budapest), BENGTSSON, L. (Reading), BÖHME, W. (Potsdam) BUDYKO, M. I. (Leningrád), FEDERER, B. (Zürich), FISHER, B. (Leatherhead), GEORGII, H.-W. (Frankfurt a. M.), GÖTZ G. (Budapest), GULYÁS O. (Budapest), HAMAN, K. (Warshaw), HUSAR, R. (St. Louis, Missouri), LOGVINOV, K. (Kiev), MAJOR GY, (Budapest), MESINGER, F. (Beográd), PÉCZELY GY. (Szeged), RÁKÓCZI F. (Budapest), RENOUX, A. (Paris-Créteil), ŠAMAJ, F. (Bratislava), SPÄNKUCH, D. (Postdam), STELCZER K. (Budapest), SZEPESI D. (Budapest), TAYLOR F. W. (Oxford), TÄNCZER T. (Budapest), VARGA-HASZONITS Z. (Budapest) VITEK, V. (Praha) WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ontario), WIRTH E. (Pécs)

ELNÖK:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (Budapest)

86. ÉVFOLYAM — VOLUME 86
1982

BUDAPEST 1983

A TANULMÁNYOK SZERZŐI — AUTHORS OF PAPERS

Ács Ferenc *(Novi Sad,* Jugoslavia) 338
Béll Béla *(Budapest)* 45
Bérces Tibor *(Budapest)* 276
Boncz József *(Budapest)* 354
Caple, G. *(Flagstaff,* Ariz. USA) 139
Caughey, S. J. *(London,* UK) 254
Dlugi, R. *(Karlsruhe,* FRG) 82
Dragutin, M. T. *(Novi Sad,* Jugoslavia) 338
Fitzgerald, J. W. *(Washington,* D. C., USA) 242
Flanagan, P. *(Fairbanks,* Alas. USA) ..: 153
Fukuta, N. (Salt Lake City, Utah, USA) . 98
Georgii, H.—W. *(Frankfurt/Main,* FRG) 124
Gerber, H. *(Washington,* D. C., USA) ... 175
Götz Gusztáv *(Budapest)* 287
Grassl, H. *(Hamburg,* FRG) 60
Hindman, E. E. *(Fort Collins,* Colo, USA) 200
Hirling György *(Budapest)* 29
Hoppel, A. *(Washington,* D. C., USA) .. 242
Hudson, J. G. *(Reno,* Nev., USA) ...160, 209
Ishizaka, Y. *(Nagoya,* Japan) 249
Jaenicke, R. *(Mainz,* FRG) 235
Jayaweera, K. *(Fairbanks,* Alas., USA) .. 153
Jiusto, J. E. *(New York,* N. Y., USA) ... 160
Jordan, S. *(Karlsruhe,* FRG) 82
Katz, U. *(Reno,* Nev., USA) 160
Kitchen, M. *(London* UK) 254
Kocmond, W. C. *(Reno,* Nev., USA) 160, 209
Langhans, V. E. *(Bozeman,* Mont., USA) 148
László István *(Budapest)* 21
Layton, R. G. *(Flagstaff,* Ariz., USA) 117, 139
Leaitch, R. *(Toronto,* Ont. Canada) 217
Leighton, J. R. *(London,* UK) 254
Lukač, J. *(Bratislava,* Czechoslovakia) .. 15
Major György *(Budapest)* 270
Matejka, F. *(Bratislava,* Czechoslovakia) 15
Megaw, W. J. *(Toronto,* Ont., Canada) .. 217
Mészáros Ernő *(Budapest)* 76, 276
Mika János *(Budapest)* 354
Moran, C. M. *(Galway,* Ireland) 131
Nagamoto, C. *(Boulder,* Colo., USA) 226
Nickerson, E. *(Boulder,* Colo., USA) 226
Nolt, I. *(Boulder,* Colo., USA) 226
Ohtake, T. *(Fairbanks,* Alas., USA) 169
Ono, A. *(Nagoya,* Japan) 249
O'Regan, B. D. *(Galway,* Ireland) 131
Parungo, F. *(Boulder,* Colo., USA) 226
Piekarski, S. *(Limoges,* France) 89
Podzimek, J. *(Rolla,* Mo., USA) 179
Pohl, F. G. *(Wien,* Austria) 144
Porstendörfer, J. *(Göttingen,* FRG) 144
Preining, O. *(Wien,* Austria) 104, 144
Rahn, Kenneth, A. *(Narragansett,* R. I., USA) 1
Rákóczi Ferenc *(Budapest)* 300
Reischl, G. *(Wien,* Austria) 104, 144
Roddy, A. F. *(Galway,* Ireland) 131
Rogers, C. F. *(Reno,* Nev., USA) ... 160, 209
Saikó János *(Budapest)* 261
Sands, D. C. *(Bozeman,* Mont., USA) ... 148
Scally, G. *(Flagstaff,* Ariz., USA) 139
Scharen, A. L. *(Bozeman,* Mont., USA) .. 148
Scheibel, H. G. *(Göttingen,* FRG) 144
Schütz, L. *(Mainz,* FRG) 235
Serpolay, R. *(Clermont-Ferr.* Cedex, France) 89
Sinclair, P. C. *(Fort Collins,* Colo., USA) 200
Sizov, A. *(Riga,* USSR) 270
de Smet, G. *(Bozeman,* Mont., USA) ... 148
Spiridonov, V. *(Sofia,* Bulgaria) 325
Stein, D. *(Frankfurt/Main,* FRG) 124
Szabó Éva *(Budapest)* 343
Takács Olga *(Budapest)* 366
Tanaka, T. *(Tsukuba,* Japan) 110
Tänczer Tibor *(Budapest)* 261
Thaveau, B. *(Clermont-Ferr.,* Cedex, France) 89
Várhelyi Gabriella *(Budapest)* 76, 333
Wagner, P. E. *(Wien,* Austria) 144
Zahariev. V. *(Sofia,* Bulgaria) 325

TARTALOMJEGYZÉK — TABLE OF CONTENTS

I. Tanulmányok — Papers

Ács Ferenc—Dragutin, M. T. (Novi Sad): A napfénytartam évi menetének harmonikus analizise (Harmonic analysis of the annual variation of sunshine duration) 338

Béll Béla (Budapest): Hazánk természeti erőforrásai – Légköri erőforrások (Natural resources for Hungary – Atmospheric resources) 45

Bérces Tibor – Mészáros E. (Budapest): Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei (Meteorological and chemical conditions of photochemical smog formation) 276

Caple, G. – Layton, G. – Scally, G. (Flagstaff, Arizona, USA): Nucleation inhibition of Ice Nuclei Active bacteria (Jégmag-aktiv bakteriumok nukleáló hatásának csökkentése) 139

Dlugi, R. – Jordan, S. (Karlsruhe, FRG): Heterogeneous SO_2-oxidation: Its contribution to the cloud condensation nuclei formation process (A kéndioxid heterogén oxidációjának szerepe a felhőmagvak keletkezésében) 82

Fitzgerald, J. W. – Hoppel, A. (Washington): Measurements of the relationship between the dry size and critical supersaturation of natural aerosol particles (A természetes aeroszol részecskék száraz nagysága és a kritikus túltelitettség közötti kapcsolat mérése) ... 242

Fukuta, N. (Salt Lake City, Utah, USA): Ice nucleation mechanismus and ice nucleus measurements (Jégkeletkezési folyamatok és a jégmagvak mérése) 98

Gerber, H. (Washington): Nature of fog nuclei from measurements of relative humidity (Köd-kondenzációs magvak természetének tanulmányozása relatív nedvességmérés alapján) 175

Götz Gusztáv (Budapest): Néhány gondolat a klima dinamikus meteorológiai értelmezéséről (Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate) 287

Grassl, H. (Hamburg): The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds (Az aeroszol részecskék hatása a felhők sugárzási paramétereire) 60

Hindman, E. E. – Sinclair, P. C. (Fort Collins, Colorado, USA): Airborne measurements of cloud condensation nuclei active at supersaturation $\leq 0{,}15\%$ (Repülőgépes mérések az $S_c \leq 0{,}15\%$-nál aktivizálódó felhő-kondenzációs-magvak (CCN) tanulmányozására) 200

Hirling György (Budapest): A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése (The forecasting the ice phenomenaé on Danube and Tisza) 29

Hudson, J. G, — Rogers, C. F. — Kocmond, W. C. (Reno, Nevada, USA): Measurements with an instantaneous CCN spectrometer (Mérések" pillanatnyi" felhő-kondenzációs-mag spektrométerrel) 209

Ishizaka, Y. – Ono, A. (Nagoya, Japan): Mass size distribution of the principal minerals of yellow sand dust in the air over Japan (A sárga homokrészecskék főbb összetevőinek nagyság szerinti eloszlása Japán fölötti levegőben) 249

Jaenicke, R. – Schütz, L. (Mainz, FRG): Arctic aerosols in surface air (Talajközeli aeroszol az Arktiszon) 235

Jayaweera, K. – Flanagan, P. (Fairbanks, Alaska, USA): Concentration and nature of biogenic ice nuclei over the Arctic Ocean (Biogén jégmagvak koncentrációja és természete az Északi-Jeges-tenger fölött) 153

Kitchen, M. – Leighton, J. R. – Caughey, S. J. (London): The response of surface aeroszol concentrations to changes in some boundary layer parameters (A talaj közeli aeroszol koncentrációjának változásai a határréteg paramétereiben bekövetkező változások függvényében 254

Kocmond, W. C. – Rogers, C. F. – Katz, U. – Hudson, J. G. – Jiusto, J. E.) (Reno, Nevada, USA: The 1980 International Cloud Condensation Nuclei Workshop (Nemzetközi munkaülés 1980-ban a felhő-kondenzációs-magvak mérő módszereinek összehasonlítására) 160

László István (Budapest): A method for estimating cross radiance (Módszer az átsugárzás becslésére) 21

Layton, R. G. (Flagstaff, Arizona, USA): Light, silver iodide, and the size effect (A fény hatása ezüst-jodid részecskékre a részecske-nagyság függvényében) 117

Leaitch, R. – Megaw, W. J. (Toronto): Investigation of atmospehric CCN using the diffusion tube (A légköri felhő-kondenzációs-magvak (CCN) tanulmányozása diffúziós csővel) 217

Lukač, J. Matejka, F. (Bratislava): Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error (A légköri homályosság mérése Volz-féle napfotométerrel és a véletlen hiba szerepe). 15

TÁRGYMUTATÓ

A tárgymutatóban* = könyvismertetés

Aeroszol részecskék 2, 23, 60, 83, 104, 161, 179, 212, 222, 226, 237, 242, 254
Aitken magvak 180, 237, 254
Albedó 65, 70
Alpi Meteorológiai Konferencia 385
Ammónium-szulfát 161, 169, 189, 204, 216, 217
Arktikus aeroszol 1, 225, 235
Ásványi részecskék 249
Asszimetria tényező 69
Átsugárzás 21
Átviteli fluxus 306

Baktériumok 139, 148, 153
Biológiai jégmagvak 148, 153
Bodolai István emlékezete 317

Csapadékbecslés 261
Csapadékképződés 76, 148, 262
Csapadéktrend 79
Cseppfagyasztási technika 155

Dializis 110
Diffúziós cső 167, 217
Dinamikus meteorológia 378*

Éghajlat definiciója 293
Éghajlat stabilítása 298
Ekman-réteg 304
Elektrosztatikus precipitátor 169
Elemi összetétel (aeroszoloké) 1, 233
Erőforrások (légköri) 45
Ezüst aeroszol 144
Ezüst-jodid 117, 161

Fázisfüggvény (részecskéké) 22
Felhőcsepp spektrum 61, 67
Felhőcsúcs hőmérséklete 265
Felhők sugárzási paraméterei 60
Felhőmag replika 231
Felhőmagvak 76, 80, 89, 160, 169, 200, 209, 217, 226, 242
Felhőmagvak mérési technikáinak összehasonlítása 160
Felületaktív anyagok 89
Folyamatos-áram diffuziós kamra 167
Fotókémiai szmog 276
Fraktálok 104

Geosztrofikus örvényesség 261
Geosztrofikus szél 311
Globális sugárzás 270
Gombaspórák 153

Hawaii aeroszol 226
Homályosság 15
Hőfáklya 343
Hőmérséklet és napsugárzás 270
Hőmérséklet szekuláris változása 354
Humánkomfort 377*

IAMAP közgyűlés 52
Időjárási Világszolgálat 323
Időjárásmódosítás 51, 131
Izotermikus ködkamra 161, 200

Jégesőelhárítás 51
Jégjelenségek előrejelzése 29
Jégkristályok 113
Jégmagvak 98, 110, 124, 139, 153
Jégnukleáció akadályozása 139

„Kipufogó" aeroszolok 131
Kén-dioxid 9, 77, 82, 333
Kénkörforgalom 77, 333
Kén nagytávolságú transzmissziója 316*
Klíma-értelemezés 287
Konček, M. emlékezete 381
Kondenzásiós- és Jégmagvak Nemzetközi Konferenciája 59
Kormányzó egyenletek 288
Korom részecskék 84
Ködmagvak 175
Környezetvédelem 51, 377*
Kritikus túltelítettség 87, 242

Levegőkörnyezet 377*
Levegőminőség 377*

Mangán-vanádium arány 10
Membránszűrők 110, 141, 154
Meteorológia és gazdasági döntések 376*
Meteorológiai Tudományos Napok 51
Meteorológiai Világszervezet
– értekezlet hosszútávú előrejelzésről 55
– Klímatológiai és Alkalmazott Meteorológiai Bizottságának ülése 320
Mikróbák 148
Mikro-skálájú turbulencia 301
Műholdképek 261

Napfénytartam 338
Napfotométer 16
Napkollektor 270
Nátrium-klorid 89, 111, 144, 161, 187, 211
Nedves ülepedés 334

Nemzetközi Geofizikai Év 387
Nitrogén-oxidok 277, 375*
Nuclepore szűrő 212, 226
Nukleáció 98, 117, 139, 144

Nyomjelzők 1, 9

Oldódó anyagok (aeroszolban) 205, 223, 243
Ólom 131
Ólom-jodid 133
Optika mélység 67
Optikai tulajdonságok (aeroszoloké) 190
Osztrák—magyar szimpózium 382
Ózon 277, 375*

pH 85
„Pillanatnyi" felhőmag spektrométer 209
Planetáris határréteg 254, 300
Poláris Év 387

Repülési meteorológia 315*
Reynolds szám 306

Statikus diffuziós kamra 165
Sugárzás-átvitel 61
Sugárzási paraméterek 60
Svéd—magyar szeminárium 387

Szabad gyökök 282
Szálló pernye 212
Száraz ülepedés 335
Szélsebesség 107
Szén-dioxid 363
Szénhidrogének 277
Szórás 23
Szórt sugárzás vertikális felületen 368
Sztratoszféra 375*
Szulfát részecskék 3, 76, 84, 187, 225, 333

Telítettségi higrométer 175
Telítettségi spektrum (jégmagvaké) 124
Tengeri aeroszolok 179
Termikus diffúziós kamra 112, 167, 200, 242
Túlhűlés 119
Túltelítettségi spektrum 127, 161, 221
Turbulens fluxus divergenciája 307

Véges elem módszer 325
Víztartalom 63, 71
Vulkáni hamu 84, 110

SUBJECT INDEX

The sign* = in the Index denotes literature review

Aerosol particles 2, 23, 60, 83, 104, 161, 179, 212, 222, 226, 237, 242, 254
Air quality 377*
Aitken nuclei 180, 237, 254
Albedo 65, 70
Alps (Meteorological Conference of) 385
Ammonium sulfate 161, 169, 189, 204, 216, 217
APT images 261
Arctic aerosol 1, 225, 235
Asymmetry factor 69
Atmospheric environment 377*
Austrian—Hungarian Symposium 382

Bacteria 139, 149, 153
Biogenic ice nuclei 148, 153
Bodolai, I. *(in memoriam of)* 317

Carbon dioxide 363
Climate (definition of) 293
Climate interpretation 287
Climate stability 298
Cloud condensation nuclei 76, 80, 89, 160, 169, 200, 209, 217, 226, 242
Cloud drop spectrum 61, 67
Cloud-particle replica 231
Clouds (radiation parameters of) 60
Cloud top temperature 265
Critical supersaturation 87, 242
Cross radiance 21

Dialysis 110
Diffuse radiation on vertical surfaces 368
Diffusion tube 167, 217
Drop-freezing technique 155
Dry desposition 335
Dynamic meteorology 378*

Ekman layer 304
Electrostatic precipitator 169
Elemental composition 1, 233
Environmental protection 51, 377*
Exhaust aerosol 131

Finik element method 325
Fly ask 212
Fog nuclei 175
Fractals 104
Free radicals 282
Fungal sopores 153

Geostrophic vorticity 261
Geostrophical wind 311
Global radiation 270
Governing equations 288

Hail prevention 51
Hawaii aerosol 226
Heat-plume 343
Human comfort 377*

Hydrocarbons 277

IAMAP Assembly 52
Ice crystals 113
Ice nuclei 98, 110, 124, 139, 153
Ice phenomena (forecasting of) 29
Inhibition (of ice nucleation) 139
Instantaneous CCN spectrometer 209
International Geophysical Year 387
International Cloud Condensation Nuclei Workshop 160
International Conference on Condensation and Ice Nuclei 59
Isothermal haze chamber 161, 200

Konček, M. *(in memoriam* of) 381

Lead 131
Lead iodide 133
Liquid water content 63, 71

Manganese-vanadium ratio 10
Marine aerosols 179
Membrane filters 110, 141, 154
Meteorological Scientific Days 51
Meteorology and economie decisions 376*
Microba 148
Micro-scale turbulence 301
Mineral particles 249

Nitrogen oxides 277, 375*
Nucleation 98, 117, 139, 144
Nuclepore filter 212, 226

Optical depth 66
Optical properties (of aerosols) 190
Ozone 277, 375*

pH 85
Phase function 22
Photochemical smog 276
Planetary boundary layer 254, 300
Polar Year 387
Precipitation formation 76, 146, 262
Precipitation trend 79

Radiation parameters 60
Radiation transfer 61
Rainfall estimation 261
Reynolds number 306

Saturation hygrometer 175
Saturation spectrum 124
Scattering 23
Silver aerosol 144
Silver iodide 117, 161
Sodium chloride 89, 111, 144, 161, 187, 211
Solar collector 270
Soluble fraction in aerosols 205, 223, 243
Soot particles 84
Static diffusion chamber 165
Stratosphere 375*
Sulfate particles 3, 76, 84, 187, 225, 336
Sulfur budget 77, 333
Sulfur dioxide 9, 77, 82, 333
Sulfur (long range transport of) 316*
Sunphotometer 16
Sunshine duration 338
Supercooling 119
Supersaturation spectrum 127, 161, 221
Surfactants 89
Swedish – Hungarian Seminar 387

Temperature and solar radiation 270
Temperature (secular change of) 354
Thermal diffusion chamber 112, 167, 200, 242
Tracers 1, 9
Transfer flux 306
Turbidity 15
Turbulent flux divergence 307

Volcanic ash 84, 110

Weather modification 51, 131
Wet deposition 334
Wind velocity 107
World Meteorological Organization
- Commission for Special Application of Meteorology and Climatology (Conference of) 320
- Informal Meeting on Long-Range Forecasting 55

World Weather Watch 323

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285.
Levélcím: Budapest, Pí. 223 1906
Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató
INDEX: 26 361

82.3016 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

300.004

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

86. ÉVF. ★ 1. SZÁM ★ 1982. JANUÁR—FEBRUÁR

TARTALOM

Rahn, Kenneth A.: Az aeroszolban levő nyomelemek felhasználása nyomjelzőként az arktikus aeroszol forrásainak kutatásában (angol nyelven) 1

Lukač, J.—Matejka, F.: A légköri homályosság mérése Volz-féle napfotométerrel és a véletlen hiba szerepe (angol nyelven) ... 15

László, I.: Módszer az átsugárzás becslésére (angol nyelven) 21

Hirling György: A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése 29

Béll Béla: Hazánk természeti erőforrásai — Légköri erőforrások 45

Krónika 51

CONTENTS

Rahn, Kenneth A.: Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol (in English) 1

Lukač, J.—Matejka, F.: Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error (in English) 15

László, I.: A method for estimating cross radiance (in English) 21

Hirling, Gy.: The forecasting the ice phenomena on Danube and Tisza 29

Béll, B.: Natural resources for Hungary—Atmospheric resources 45

Chronicle 51

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 1. ★ JAN.—FEB. 1982. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:
MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)
Szerkesztő – Editor:
LŐRINCZ ANNA (Budapest)

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január—február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.—Feb. 1982, Budapest

Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol

KENNETH A. RAHN, *Center for Atmospheric Chemistry Studies, Graduate School of Oceanography University of Rhode Island Narragansett, Rhode Island* 02882—1197, U.S.A.

Az aeroszolban levő nyomelemek nyomjelzőként való felhasználása az arktikus aeroszol forrásainak kutatásában. Ma már bizonyított tény, hogy az Arktiszon télen és tavasszal mutatkozó magas aeroszol koncentráció túlnyomórészt antropogén forrásokból származik, s a részecskék a közepes szélességekről kerülnek ide nagy távolságú transzport útján. Annak eldöntése azonban, hogy a közepes szélességeken mely területek a legfontosabb források, nehéz és bonyolult feladat. A két legvalószínűbb lehetőség — Észak-Amerika és Eurázsia — közül számos indirekt meteorológiai és egyéb mérési eredmény Eurázsia elsődleges fontosságára utal. Nyilvánvaló azonban, hogy a szennyező anyag források meghatározására általánosan használt trajektória analízis ebben az esetben az igen nagy távolságok (5000—10 000 km) és a ritka állomáshálózat miatt csak fenntartásokkal alkalmazható. Új, közvetlenebb megközelítésre van szükség. Megbízható, direkt nyomjelzőként szolgálhatnak az arktikus aeroszolban kimutatható nyomelemek. Az első ilyen nyomjelző — az Mn/V arány az aeroszolban — azt igazolja, hogy elsősorban két eurázsiai terület jöhet számításba az arktikus aeroszol forrásaként, míg Észak-Amerikából származó aeroszol nem mutatható ki az Arktiszon.

*

Elemental tracers for source regions of Arctic pollution aerosol. It is now known that much of the aerosol responsible for the Arctic haze of winter and spring is pollution-derived and is the product of long-range transpont from midlatitudes. The question of which midlatitude region, if any, is the most important source has proven difficult to resolve and has been debated for several years. Of the two prime candidates, eastern North America and Eurasia is supported by a wide variety of indirect meteorological and observational evidence. It now appears, however, that the meteorological technique most often used in the Arctic to determine sources, air-mass trajectory analysis, is severely limited in principle and practice by the extremely long distances involved (5,000 to 10,000 km) and the sparsity of meteorological data over the ice cap. A new, more direct approach is needed. Powerful direct evidence on sources now seems to be available from elemental tracers within the Arctic aerosol itself. The first tracer to be developed, the Mn/V ratio, confirms the earlier circumstantial evidence and indicates that two distinct source regions within Eurasia are responsible for the bulk of the Arctic aerosol, and that aerosol from eastern North America is not detected in the Arctic.

*

Introduction. During much of the year, the Arctic atmosphere is filled with a haze which can be dense enough to affect aircraft operations. This haze, which has no known counterpart in the Antarctic, is caused by unexpectedly high concentrations of aerosol, i. e., solid and/or liquid particles suspended in the atmosphere. Although Arctic haze was known since the "Ptarmigan" weather reconnaissance flights over the Alaska pack ice began in the late 1940s, its study lay dormant for nearly 30 years. A single article on its visual aspects appeared in 1956 (*Mitchell*, 1956), but it was not investigated further until the early 1970s, when it was encountered by Dr. G. E. Shaw and co-workers of the University of Alaska, who noted high and reproducible atmospheric turbi-

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

dities near Barrow, Alaska during various spring studies (*Holmgren* et al., 1974; *Shaw*, 1975).

The question of the origin of the haze particles arose early in Shaw's work. Of particular importance was whether they were natural or pollution-derived. Unfortunately, optical properties alone cannot resolve these questions; detailed chemical data are needed. To this end, systematic chemical studies of the Arctic aerosol were begun in 1976 at the University of Rhode Island, in conjunction with the University of Alaska, and have since expanded greatly. At present, scientists in at least six countries are studying the Arctic aerosol. The Arctic Air-Sampling Network, a loosely bound alliance of laboratories in the United States, Canada, Denmark, Norway and Iceland, now samples taithe atmosphere continuously at 15 sites in the Arctic and environs (*Rahn*, 1981a). In May, 1980, the three-day Second Symposium on Arctic Air Chemistry was held at the University of Rhode Island. It was attended by 46 people from 6 countries; 26 papers and several shorter communications were presented. The August 1981 issue of *Atmospheric Environment* was devoted to papers from this symposium. This article reviews briefly some of the main findings of research on the Arctic aerosol, with special attention paid to the particularly difficult problem of determining the major source areas of its pollution component.

Some characteristics of the Arctic aerosol

Chemical analysis of the Arctic aerosol shows it to contain elements usually associated with coarse particles ($r > 1\mu m$) and with fine particles ($r > 1\mu m$). The coarse particles consist mainly of natural materials such as sea salt and soil dust. They tend to be derived locally and have relatively small seasonal variations; hence they are of little interest to us. The fine particles, on the other hand, have a much more complex chemistry, show evidence of a distant anthropogenic origin, and have much larger seasonal variations. In

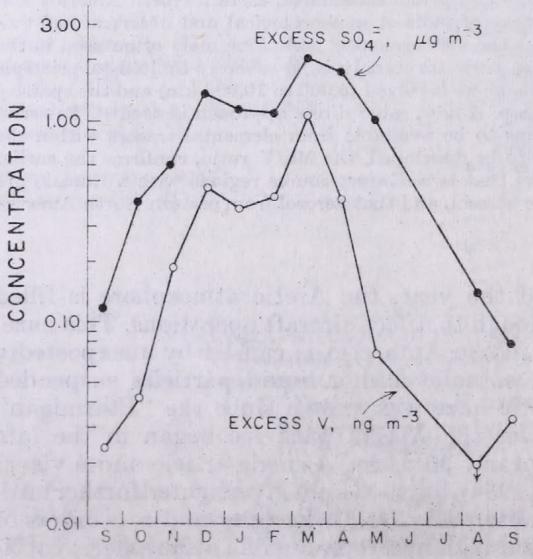


Fig. 1. Monthly mean concentrations of nonmarine sulfate and noncrustal vanadium at Barrow, Alaska, 1976–77 (after *Rahn* and *McCaffrey* 1980).

addition, they often account for most of the mass of the aerosol and produce roughly 90% of its optical effects. For these reasons, only this fine fraction is considered in the discussion below, and will be referred to simply as "aerosol".

Perhaps the most striking feature of the submicron Arctic aerosol is its extreme seasonal variation. During the six months of winter, from roughly November through April, this aerosol passes through a strong maximum, with concentrations 10–40 times greater than during summer. *Figure 1* shows seasonal trends of two constituents of this aerosol at Barrow, excess (nonmarine) sulfate and excess (noncrustal) vanadium. Corresponding seasonal variations of midlatitude aerosols are only factors of 2–4.

Similar concentrations and seasonal variations have been found throughout the Arctic. *Figure 2* shows mean winter concentrations of nonmarine sulfate in and around the Arctic, as they were known in 1979. (Data presented here come from several participants in the Arctic Air-Sampling Network.)

The winter aerosol of the Arctic shows strong evidence of being largely pollution-derived. Mean aerosol-crust enrichment factors of the vanadium shown in *Fig. 1* are 10–20 during winter but only 1–2 during summer. Inasmuch as the only known source of such large enrichment factors for vanadium is combustion of fossil fuels (*Zoller* et al., 1973), it would appear that the vanadium at Barrow is mostly pollution-derived in winter and mostly natural in summer.

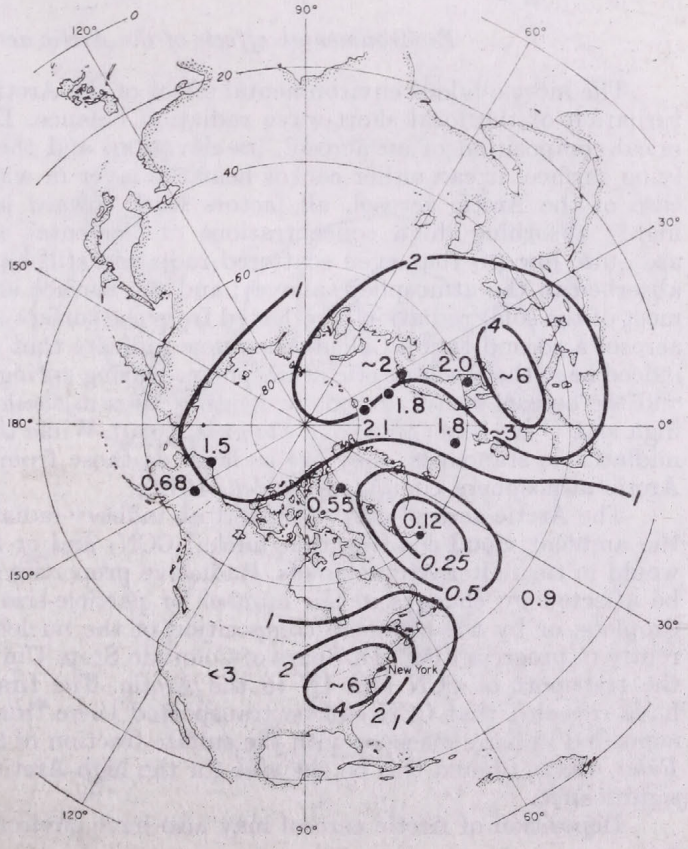


Fig. 2. Mean winter concentrations of nonmarine sulfate, $\mu g\ m^{-3}$ (after *Rahn* and *McCaffrey*, 1979).

The high concentrations of sulfate in winter are evidence that it too is pollution-derived. Whereas the low concentrations of summer ($0.1-0.2\mu g\ m^{-3}$) are similar to those observed at many remote regions of the globe and are probably natural, the high concentrations of winter ($1-2\ \mu g\ m^{-3}$, with excursions to $4-5\ \mu g\ m^{-3}$) are hard to account for by natural sources, especially because they follow the pollution-derived vanadium so closely. Indeed, a first attempt at modelling transport of sulfate and vanadium from polluted areas to the Arctic (*Rahn* and *McCaffrey*, 1980) has shown that the sulfate concentrations are compatible with distant pollution sources.

Other evidence for pollution in the Arctic aerosol includes the presence of a great variety of minor constituents such as Mn, Pb, Cd, Fe, As, Sb, and Se, in proportions more characteristic of pollution than of natural aerosol; the presence of anthropogenic products such as silicones (*Weschler*, 1981); and the high concentrations of the natural continental radionuclide ^{210}Pb (*Rahn* and *McCaffrey*, 1980). The Arctic aerosol of winter also contains a great deal of sooty carbon, to the point that all filter samples turn dark gray. (By contrast, summer filters are colorless or slightly brown from local soil dust.) The Barrow aerosol of spring has also been found to contain organic substances which appear to result from combustion of fossil fuel in midlatitudes, as well as fly ash (*Daisey* et al., 1981). In short, the Arctic aerosol of winter shows every evidence of being an aged pollution aerosol from midlatitudes.

Environmental effects of the Arctic aerosol

The most obvious environmental effect of the Arctic aerosol is direct perturbation of the local short-wave radiation balance. Depending on the chemical composition of an aerosol, its elevation, and the albedo of the underlying surface, it can either cool or heat the layer in which it is found. In the case of the Arctic aerosol, all factors work toward heating: the aerosol is highly absorbing (high concentrations of elemental carbon); its elevations are quite low (so that even scattered radiation still has a good chance to be absorbed in the atmosphere above); and the surface albedo is high (so that most of the solar radiation is reflected from the surface and passes through the aerosol a second time). Calculations now indicate that the Arctic aerosol will indeed heat the lower Arctic atmosphere. During spring, when the sun is high and the aerosol is still abundant, heating rates in the lowest 2 km may be as high as 1 °C per day (*Shaw* and *Stamnes*, 1980). While these values are low by midlatitude standards, they are as large as those from all trace gases in the Arctic atmosphere combined (*Eiden*, 1979).

The Arctic aerosol may also exert an indirect radiative effect, by altering the ambient cloud-condensation nuclei (CCN) and/or ice nuclei (IN), which would in turn alter Arctic clouds. Radiative properties of Arctic clouds would be affected by changes in the number or particle-size distributions of their droplets, or by the chemical composition of the nuclei. A Ph. D. thesis currently in progress by R. D. Borys of Colorado State University is investigating the transport of CCN and IN to the Arctic. The first results, for Iceland, have revealed that CCN can be transported there from Europe, and can be identified in large measure with the sulfate fraction of the aerosol (*Borys* and *Rahn*, 1981). Should this be the case for the high Arctic as well, it may be of significance.

Deposition of Arctic aerosol may also have environmental effects. It has

been recently calculated that the atmosphere should be the major source of at least lead to the Arctic Ocean *(Rahn,* 1981d), and possibly of other elements as well. Theoretical considerations suggest that the winter Arctic aerosol should be very acid; limited observation appears to bear this out *(Bigg,* 1980). Deposition of this acidity, along with other substances such as organic materials and heavy metals, to the tundra may also be of ecological interest. Another depositional effect of great potential significance is that of black carbon in snow *(Wiscombe* and *Warren,* 1980; *Warren* and *Wiscombe,* 1980). Carbon deposited on the pack ice in snow during winter will continue to absorb solar radiation throughout the summer, long after the polluted aerosol has disappeared. Warren and Wiscombe proposed that the snow albedo in the visible may be decreased by several percent by this effect. This would accelerate the melting of pack ice during spring and summer.

Sources and transport of the Arctic aerosol

As noted above, the chemistry of the Arctic aerosol of winter reveals that it has a large, perhaps even a dominant, pollution component. An obvious question, and a fundamental one to Arctic air chemistry, is that of the source area(s) of this pollution. Does one continent or region dominate as a source, or are there several areas involved? There are a number of reasons for pursuing

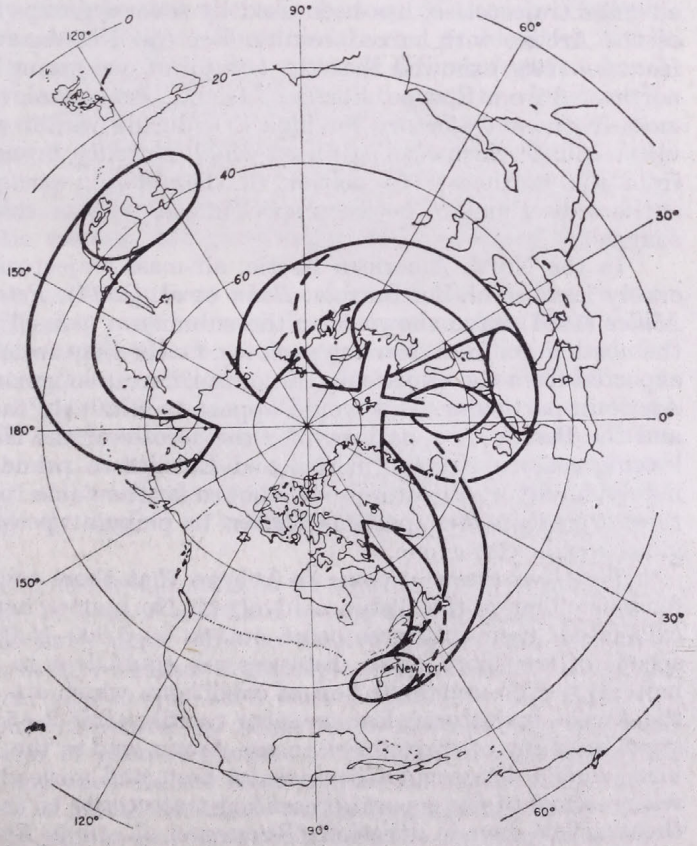


Fig. 3. Possible midlatitude sources and transport pathways to the Arctic for pollution aerosol during winter (after *Rahn,* 1981b).

this topic. From a purely scientific standpoint, the source areas must be determined if it is deemed possible to do so. (In some remote regions, such as the South Pole or equatorial marine regions, it may be much less feasible to determine sources than it seems to be in the Arctic.) Knowing the sources can also help to understand atmospheric circulation and transport in and around the Arctic, and in fact may be one of the most efficient ways to approach these questions in the near future. On the practical side, knowing the sources may become important if environmental effects of Arctic haze should ever increase to the point that they would have to be reduced.

We have traditionally considered three regions as possible sources of Arctic pollution aerosol: eastern North America, Eurasia (the UK, eastern and western Europe, and the western and central USSR), and eastern Asia (Japan, Korea, China etc). Possible transport paths to the Arctic from these regions are shown in *Fig. 3*. During the last 4–5 years, there has been much debate about the relative importances of these sources and pathways, and in particular whether any one strongly dominates the others. The history of this discussion, elements of which are given below, is an enlightening commentary on the unusual problems encontered with atmospheric research in highly remote areas and how traditional techniques may be inadequate to solve them. A variety of meteorological approaches has been applied to the problem of sources and transport of Arctic aerosol. The most obvious one, backwards air-mass trajectories, has been used by several groups for sites on both sides of the Arctic, with mixed results. For the Norwegian Arctic, *Larssen* and *Hanssen* (1980) showed that the aerosol of one spring episode came directly northward from Europe. For Bear Island, *Rahn* et al. (1980) showed that the most frequent trajectory for high SO_2 during winter was from Eurasia, but via a counterclockwise pathway which actually brought it to Bear Island from the northeast. In neither of these two reports, however, could the authors discriminate between specific countries or subregions of Eurasia as sources.

In the North American Arctic, air-mass trajectories have been considerably less useful. For Barrow, *Rahn* et al. (1977), *Peterson* et al. (1980) and *Miller* (1981) have shown that the submicron aerosol of winter comes from the north, i. e., from over the pack ice, rather than from the south as might be expected from the experience of northern areas in general and the Norwegian Arctic in particular. This would appear to eliminate eastern Asia as a source and the Pacific as a pathway for the aerosol of the North American Arctic, leaving eastern North America and Eurasia as prime candidates. Unfortunately, however, trajectories have not so far been able to differentiate between these two remaining possibilities, or to pinpoint possible important subregions within either one.

We have recently come to believe that there are fundamental reasons for this. First is the distance involved. No matter how the trajectories are calculated, their distances come out to be 5,000–15,000 km. At reasonable speeds of transport, these distances are equivalent to 5–20 days' travel or more. But even under the best of conditions, which are certainly not found in the Arctic, trajectories lose meaning rapidly after 2–5 days or so. Thus, the great majority of trajectories to the Arctic, and to the Alaskan side in particular, should be considered guides at best, and misleading at worst. For this reason, most of the reports presenting trajectories to the Arctic have limited them to five days in duration (*Peterson* et al., 1980; *Rahn* et al., 1980; *Miller*

1981). In all these cases, most of the trajectories ended somewhere over the pack ice; their curvatures were usually such that it was impossible to say whether they had come from Eurasia or North America. *Rahn* et al. (1977) calculated backwards trajectories of 10 days' duration, but with essentially the same disappointing result. *Barrie* et al. (1981) also calculated 10-day backwards trajectories, for Mould Bay, NWT. A few of these seemed to be traceable to Eurasian sources, but the majority had large ambiguities after a few days.

Another problem with Arctic trajectories is the almost total lack of wind data from over the pack ice. Other than data from an occasional ice station, wind and pressure data are extrapolated by computer from measurements ringing the Arctic at roughly 70°N. Thus, the last 4–5 days of trajectories to the North American Arctic, normally spent entirely over the ice, are very uncertain. This situation is not likely to change in the near future.

A third problem with Arctic trajectories also stems from their lengths. During such long transport times, lateral eddy diffusion, which mixes aerosols from different sources, may become quite extensive. In these circumstances, backwards trajectories should be visualized as the midpoints of envelopes which grow wider with distance from the endpoint. The wider this evelope, the more misleading is the trajectory alone. Should this envelope encompass aerosol from two or more geographically distinct source regions, the trajectories involved could seriously misrepresent the true history of the air. Unfortunately, it is still difficult to determine whether this is a real problem for Arctic aerosol, because actual transport times and rates of diffusion under Arctic conditions are not known accurately. By taking a high estimate of the coefficient of horizontal eddy diffusion (3×10^{10} cm^2 s^{-1}), Shaw calculated that after 20 days of travel, aerosol from sources thousands of km apart (Europe and North America was his example) should be mixed completely. From this, he concluded that trajectory analysis was not the appropriate way to deal with the history of the Arctic aerosol, and proposed a diffusion-based transport model as an alternative.

There is room for counterargument concerning diffusion in the Arctic, however. In practice, diffusion may be much less extensive than Shaw's calculations indicated, and transport may be more organized than he implied, for transport times may be well under 20 days and the coefficients of diffusion may be much less than 3×10^{10} cm^2 s^{-1}. In addition, the existence of unrecognized fronts in the Arctic could severely limit diffusion in certain cases. There is also considerable doubt as to whether, as a matter of principle, a generalized coefficient of diffusion, which represents an integration over all scales of motion, can be meaningfully applied to a single trajectory of a single parcel of air.

All in all, then, the Arctic would seem to be an area where the utility of trajectory analysis would be limited and hard to evaluate. It is thus not surprising that trajectories have done little to resolve the sources of Arctic aerosol. The question is, rather, whether in principle or practice they ever can.

Other meteorological approaches have been informative but similarly inconclusive. *Reiter* (1981) attempted to relate concentrations of vanadium at Barrow to the behavior of planetary waves in middle and high latitudes. He concluded that this approach did not allow a clear distinction to be made between the importances of North American and European sources. He felt, however, that both source regions may have contributed to the vanadium mea-

sured at Barrow at a given time, because they lay within the same general spiraling transport pathway from North America northeastwards. *Patterson* and *Husar* (1981), on the basis of multiple 20-day, 850-mb forward trajectories from North America, Europe and eastern Asia, concluded that both North America and Europe should contribute strongly to the Arctic aerosol of winter. Their model did not take into account the different effects of precipitation for different pathways, however. *Carlson* (1981), using arguments based on adiabatic motion of air parcels, was led to hypothesize that the Arctic aerosol came from regions north of the polar front, primarily from over Eurasia, during winter. *Bigg* (1980), starting from a general picture of cellular circulation in the Northern Hemisphere, suggested that the Arctic aerosol of winter should be derived from mixed midlatitude sources via uplift near the polar front, transport northward in the upper troposphere or lower stratosphere

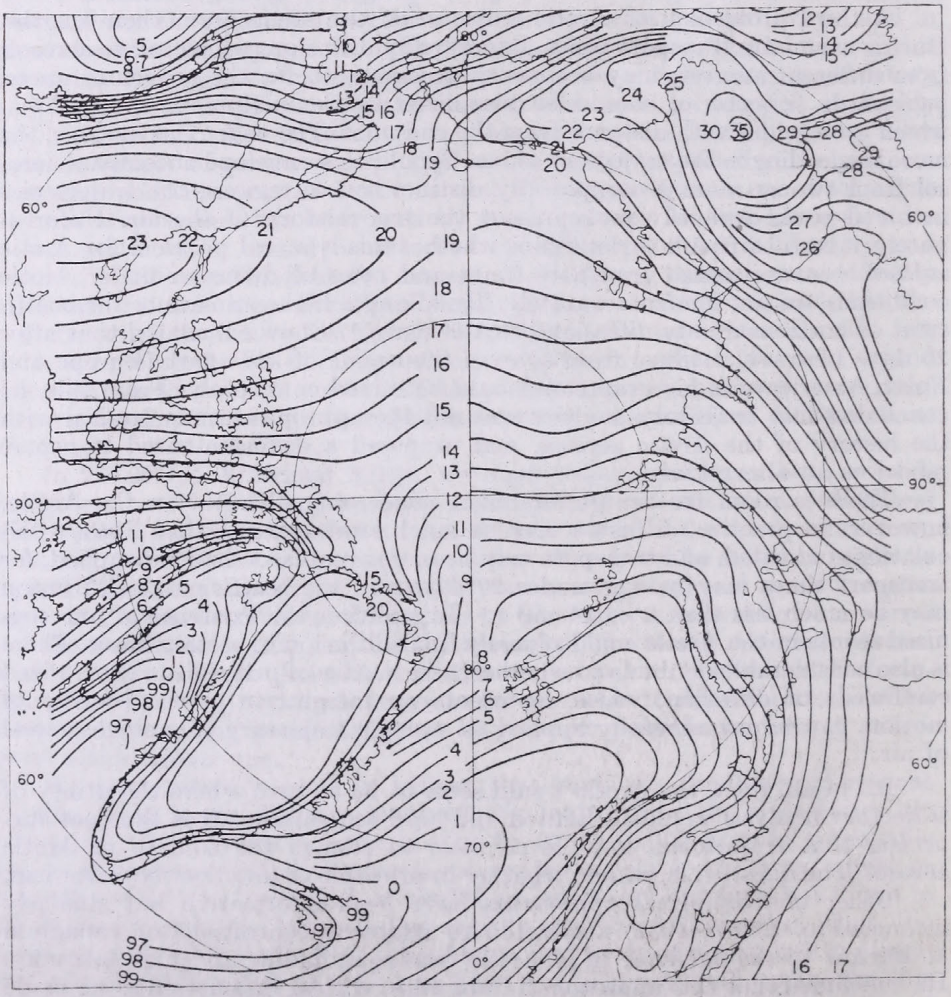


Fig. 4. Mean surface air pressure (mb) in Januray (after *Vowinckel* and *Orvig*, 1970 and *Prik*, 1959).

then general subsidence over the Arctic. As support for this picture, he offered the consistency of sulfate concentrations at Barrow from December 1976 to March 1977 and the doubling of aerosol number between 300 and 1500 m above Barrow measured during a single flight in June 1978. *Rahn* (1981a) proposed perhaps the most basic argument of all, a strong tendency for the near-surface air of winter to enter the Arctic from the Eurasian side and exit via the Canadian side. The justification for this is given by the map of mean surface air pressure for January shown in *Fig. 4*. For the Arctic, air flow near the surface is controlled largely by the Icelandic low, which extends to nearly Novaya Zemlya, and the Asiatic high, which is centered in Mongolia. The North American/Pacific counterparts to these systems, the North American high and the Aleutian low, are smaller and weaker, and hence have much less influence.

These and other arguments, both meteorological, meteorological–chemical, and observational, were reviewed by *Rahn* (1981b). Also included were winter distributions of sulfate and vanadium along the various potential pathwyas (which showed minima over Atlantic and Pacific Oceans, and suggested that the dominant pathway was continental), seasonal variations on opposite sides of the Arctic (which suggested that the Eurasian side was closer to the sources), calculations of relative transport efficiencies over oceans and continents (which again suggested that marine pathways were not efficient), and others. The weight of all this evidence suggested that Eurasia is the dominant source of Arctic pollution aerosol. Rahn stressed, however, that each piece of evidence was circumstantial, and hence that the conclusion was theory rather than proof.

Much less attention has been paid to the principal pathway(s) to the Arctic. Assuming Eurasia to be the main source region, the pressure map in *Fig.* 4 would suggest that the main pathway would be cyclonic from Europe and the western USSR, first eastward, then curving northward and later westward, at least in the mean, terminating in the Bear Island–Spitsbergen region. Because of its 180° curvature, this pathway has been called the "return-flow" pathway. Its importance for transport of SO_2 to Bear Island has been verified by *Rahn* et al. (1980), as mentioned above. Aerosol from sources farther to the east would curve northward, but would not recurve after entering the Arctic, and would hence flow directly across the pole toward the North American side. There appear to be at least tow other pathways from Europe to the Norwegian Arctic, one directly northward in the strong pressure gradient between an Asiatic high extended westward over Europe and an advancing Atlantic low (trajectories of this type are reported by *Larssen* and *Hanssen,* 1980), and an anticyclonic pathway over Iceland, which we have observed occasionally but which is not yet documented in the literature. These four pathways from Eurasia are shown in *Fig. 3*.

Elemental tracers of source areas for Arctic aerosol

All the above evidence, even though it is abundant and varied, is still too indirect to resolve the question of source areas of the Arctic aerosol with certainty, especially for the North American side where distances are longer, the meteorological and chemical observations are sparser, and the knowledge of potential pollution sources is poorer. An alternative approach is needed.

Elemental ratios within the pollution component of the Arctic aerosol

now seem to provide this alternative. Pollution aerosol is an extremely rich matrix of information, containing every element in the periodic table. Even after a plume of pollution aerosol has travelled long distances, and has been mixed with the surrounding air, up to half of its elements may still be pollution-derived, and will retain te signature of its sources, although perhaps in modified form. The possibility of using the elemental composition of an aerosol as its own tracer has been recognized for years. In urban areas, the composition has been used to distinguish between different types of sources within that area (the chemical element balance method—see *Gordon*, 1980a, b, for example), and occasionally to trace single strong sources over limited distances. In remote areas, the composition has been used in a general sense to distinguish between pollution and natural sources, similar to what was reviewed for the Arctic earlier in this article. But until very recently, the composition of a remote-area aerosol had never been used to distinguish between distant source regions.

The reason for this seems to have been that a strong enough need never coincided with available means. The Arctic seems to be the first remote area having both the need and the means. The need has been discussed above. The means are a fortunate combination of the following circumstances: (1) The Arctic is ringed by strong source areas with different aerosols. (2) A good fraction of these sources can potentially affect the Arctic. (3) Even though these sources are far from the Arctic (5,000—10,000 km), transport to the Arctic during winter can be rapid and direct enough so that regional plumes have a good chance of remaining intact. (4) The Arctic is essentially free of pollution sources, so that, at least in winter, its pollution aerosol is traceable back to these distant sources. (5) During winter, the Arctic atmosphere is nearly inert because of its darkness, dryness, and low temperature. This minimizes chemical reactions and removal during transport, which simplifies interpreting the final aerosol data. (6) Elemental concentrations in the Arctic aerosol are high enough to be easily analyzable. Some 30—40 elements are now routinely detectable. (7) The Arctic Air-Sampling Network, with its 15 stations in and around the Arctic, allows the aerosol to be studied with a degree of spatial and temporal resolution that is unusual for such remote regions. For all these reasons, we believe that the most promising evidence on source areas of the Arctic aerosol may lie in its chemical composition.

The first elemental tracer to be developed to the Arctic aerosol was the Mn/V ratio (*Rahn*, 1981c). The ratio of noncrustal Mn to noncrustal V, or the Mn/V ratio for short, is 5 ± 1 times greater in European aerosol than in aerosol of eastern North America, according to a compilation of measurements reproduced here in *Fig. 5*. Interestingly, the use of this ratio is semi-empirical —the exact reasons why it works so well are still not clear. The major documented source of pollution vanadium (here approximated by its excess or noncrustal component) to the atmosphere is combustion of residual oil (*Zoller* et al., 1973). On the basis of Belgian measurements of the behavior of trace elements during coal combustion (*Hoste* et al., 1974), we have recently come to believe that combustion of coal, accompanied by enrichment of vanadium relative to the crustal or ash component of the coal, is also a major source of vanadium, and may even be the dominant one in coal-burning areas. Although this conclusion is not yet completely documented, it seems to explain many of the moderate enrichments of vanadium found in much of Europe and the Arctic. The most obvious difference between Europe and eastern North America

is that the latter burns relatively more oil than does the former, in particular Venezuelan oils which are abnormally enriched in vanadium.

The sources of noncrustal manganese to the atmosphere are less easy to evaluate. According to one source inventory *(Davis* et al., 1971), processing of manganese alloys and reprocessing of carbon steel and cast iron account for nearly 90% of manganese emissions in the United States, as of 1968. But this figure may not hold for typical urban areas, for the above industrial processes are often concentrated geographically, and in particular are seldom found in the high-vanadium regions of the eastern United States. By contrast, such industrial processes are well-represented throughout western Europe. Thus, the difference in Mn/V ratios between eastern North America and Europe may stem from differences in both elements, rather than anomalies in either one. But the important fact is that, for whatever reason, the Mn/V ratio can differentiate between aerosols coming from at least two polluted regions, and as such is the first elemental tracer of large source areas to be developed.

Actually using an elemental tracer in connection with long-range transport requires more than just observing differences between suspected source regions, however. Potential masking of the original aerosol by additional sources along the transport path must be considered. Where the tracer is a combination of elements, systematic changes in the proportions of the elements during transport, from selective addition (gasto-particle conversion, for example) or selective removal (by dry or wet processes) must also be allowed for. From this standpoint, the optimum tracer would be composed of elements which behave identically during transport. The proportions of these elements would therefore remain unchanged, i. e., would be a conservative property. If elemental tracers can be found which are nearly conservative even after long-range transport, their value will approach that of other conservative chemical tracers such as ozone and the Freons.

The Mn–V system is not yet completely understood, but what has been

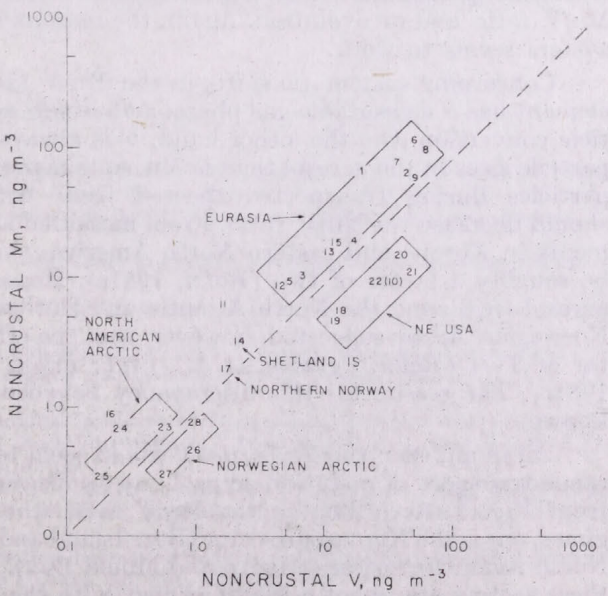


Fig. 5. Scatter diagram of atmospheric concentrations of noncrustal Mn and V in aerosol of Eurasia, eastern North America, and the Arctic. The numbers denote the sampling stations (see *Rahn*, 1981c)

learned about it so far relative to the caveats mentioned above has been generally encouraging. The Mn/V ratio of eastern North American air travelling across the North Atlantic cannot be masked by marine emissions of either element, for each is negligible compared to what the air mass already contains *(Rahn,* 1976). A potential problem, though, is masking by midwestern United States aerosol, for the Midwest is much larger than the East Coast region where the large amounts of vanadium are emitted. Furthermore, the Mn/V ratios of midwestern aerosol, where coal dominates rather than oil, generally resemble those of Europe. If, for example, East Coast, high-vanadium aerosol were to be restricted to a relatively shallow strip of coastal air overlain by a much larger reservoir of midwestern, high-manganese air, vertical mixing during transport over the North Atlantic might produce an aerosol whose characteristics were more nearly midwestern, i. e, quasi-European, than eastern. Were this to happen, transported North American aerosol would be some uncertain, and probably variable, combination of eastern and midwestern aerosol. The utility of *Fig.* 5 would be severely diminished.

From the small amount of evidence available, however, East Coast aerosol does not appear to be masked by midwestern aerosol. One set of data on Mn and V, from a cruise between Halifax, Nova Scotia and Reykjavik, Iceland, indicates that midwestern aerosol did not appear over the track of more than 2000 km during which North American aerosol could be followed *(Rahn, Conway,* et. al., 1981). Unfortunately, however, the masking of European aerosol moving toward the Arctic is not so easily evaluated. As noted above, the most common track path of European aerosol toward the Arctic is cyclonically curved over eastern Europe and the western USSR, neither of whose aerosols has been studied with respect to trace elements in any detail. For the moment, one has to rely on the general degree of internal consistency between the various data sets available along the path to shed light on this point. As discussed below, these data seem to indicate that, whatever the additions of Mn and V to the European plume during transport, they do not seriously alter the original Mn/V ratio and its evolution. Again, the reasons for this are not clear, but the system seems to work.

Concerning systematic shifts in the Mn/V ratio during transport, neither element has a measurable gas phase, and so will not be affected by gas-to-particle conversion. On the other hand, V is always found at somewhat smaller particle sizes in the aerosol than is Mn, so that preferential removal of the large particles during transport (expected from both wet and dry processes) should decrease the Nn/V ratio. From measured size distributions of both elements in Europe and eastern North America, this decrease was predicted to be roughly a factor of two *(Rahn,* 1981c). Measurement of North American aerosol traversing the North Atlantic and European aerosol travelling to the Norwegian Arctic suggested, however, that the effect is larger, more like a factor of 3 – 4 *(Rahn, Conway,* et al., 1981; *Rahn, Brosset,* et al., 1981; *Rahn,* 1981c). The reason for this discrepancy between theory and practice is not known.

All in all, then the Mn/V ratio would seem to be a useable tracer of long-range transport of pollution aerosol. Its application to the Arctic can be seen from *Fig.* 5. According to the Mn/V ratio, the Arctic aerosol has two regimes, one is the Norwegian sector (Bear Island and Spitsbergen) and one in the North American sector (Barrow and Mould Bay). Differences in ratio between these sectors are about a factor of two, with the North American sector hav-

ing a value somewhat greater than unity, and the Norwegian sector having a value somewhat less than unity. Values in the North American sector thus resemble those of Europe, and values in the Norwegian sector resemble those of eastern North America. Taking into account the decrease in Mn/V ratio during transport, three conclusions can be derived from *Fig* 5: (1) aerosol from eastern North America is not seen in the Arctic, at least in the mean; (2) aerosol of the Norwegian Arctic comes from Europe; (3) aerosol of the North American Arctic comes from some third source with a higher Mn/V ratio than either Europe or eastern North America has. A variety of chamical and meteorological evidence points to the central USSR as this source.

In the long run, perhaps the greatest significance of the Mn/V ratio will have been that it demonstrated the feasibility of elemental tracers to illuminate long-range transport of pollution aerosol in circumstances where meteorological analysis is inadequate. In other words, the Mn/V ratio has established the priciple that even regional sources of pollution aerosol can be resolved by information carried by the aerosol – it is merely a question of finding the appropriate indicator elements. The Mn/V ratio is certain to be succeeded by a long series of elemental tracers, which may be ratios of two elements or groups of three or more elements. The next tracer to be used will be the C/V ratio, which we are developing in conjunction with Dr. E. Patterson of the Georgia Institute of Technology. This tracer shows promise of being more powerful than the Mn/V ratio, because it has a greater spread of values between source regions. As research on elemental tracers proceeds, a set of fundamental principles governing elemental tracers should emerge as well, which in turn will allow subsequent tracers to be chosen with greater efficiency and reliability. Once this more general footing has been established, elemental tracers will be applied to a wide variety of other atmospheric problems in other areas.

Acknowledgements. This work was supported by Office of Naval Research Contract N00014–76–C–0435 and by NSF Grant DPP79–19816. The treatment of air-mass trajectories and their validity stems in part from discussions with many meteorologists.

REFERENCES

Barrie, L. A., Hoff, R. M. and *Daggupaty, S. M.*, 1981: The influence of midlatitudinal pollution sources on haze in the Canadian Arctic. *Atmos. Environ. 15*, 1407–1419.

Bigg, E. K., 1980: Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. *J. Appl. Meteor. 19*, 521–533.

Borys, R. D. and *Rahn, K. A.* 1981: Long-range atmospheric transport of cloud-active aerosol to Iceland. *Atmos. Environ. 15*, 1491–1501.

Carlson, T. N., 1981: Speculations on the movement of polluted air to the Arctic. *Atmos. Environ. 15*, 1473–1477.

Daisey, J. M., McCaffrey, R. J. and *Gallagher, R. A.*, 1981: Polycyclic aromatic hydrocarbons and total extractable particulate organic matter in the Arctic aerosol. *Atmos. Environ. 15*, 1353–1369.

Davis, W. E. & *Associates*, 1971: National Inventory of Sources and Emissions: Manganese. 1968. Report APTD – 1509, United States Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, NC 27711, August 1971, 61 pp.

Eiden, R., 1979: The influence of trace substances on the atmospheric energy budget. In: *Man's Impact on Climate*, eds. W. Bach, J. Pankrath, W. Kellog, 115–127, Elsevier, Amsterdam.

Gordon, G. E., 1980a: Techniques for treating multielement particulate data to obtain information on sources: Overview. *Ann. NY Acad. Sci. 338*, 93–102.

Gordon, G. E., 1980b: Receptor models. *Environ. Sci. Technol. 14*, 792–800.

Holmgren, B., Shaw, G. and *Weller, G.*, 1974: Turbidity in the arctic atmosphere. *AIDJEX Bull. 27*, 135–148.

Hoste, J., Dams, R., Block, C. Demuynck, M. and *Heindryckx, R.*, 1974: Study of National Air Pollution by Combustion, Final Report 1974, Part I: Inorganic composition of airborne particulate matter. Instituut voor Nucleaire Wetenschappen, Rijksuniversiteit Gent, Belgium, 348 pp.

Larssen, S. and *Hanssen, J. E.*, 1980: Annual variation and origin of aerosol components in the Norwegian Arctic-Subarctic region. In: *Proceedings of the WMO Technical Conference on Regional and Global Observations of Atmospheric Pollution Relative to Climate*, Boulder, CO, 20–24 August 1979. WMO No. 549, Geneva.

Miller, J. M., 1981: A five-year climatology of five-day back trajectories from Barrow, Alaska. *Atmos. Environ. 15*, 1401–1405.

Mitchell, M., 1956: Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic. *J. Atmos. Terr. Phys.*, Special Supplement, 195–211.

Patterson, D. E. and *Husar, R. B.*, 1981: A direct simulation of hemispheric transport of pollutants. *Atmos. Environ. 15*, 1479–1482.

Peterson, J. T., Hanson, K. J., Bodhaine, B. A. and *Oltmans, S. J.*, 1980: Dependence of CO_2, aerosol, and ozone concentrations on wind direction at Barrow, Alaska during winter. *Geophys. Res. Lett. 7*, 349–352.

Prik, Z. M., 1959: Mean position of surface pressure and temperature distribution in the Arctic. *Tr. Arkticheskogo nausch.-Issled. Inst. 217*, 5–34.

Rahn, K. A., 1976: The chemical composition of the atmospheric aerosol. University of Rhode Island Technical Report, 276 pp.

Rahn, K. A., 1981a: The Arctic Air-Sampling Network in 1980. *Atmos. Environ. 15*, 1349–1352.

Rahn, K. A., 1981b: Relative importances of North America and Eurasia as sources of Arctic aerosol. *Atmos. Environ. 15*, 1447–1455.

Rahn, K. A., 1981c: The Mn/V ratio as a tracer of large-scale sources of pollution aerosol for the Arctic. *Atmos. Environ. 15*, 1457–1464.

Rahn, K. A., 1981d: Atmospheric, riverine and oceanic sources of seven trace constituents to the Arctic Ocean. *Atmos. Environ. 15*, 1507–1516.

Rahn, K. A., Borys, R. D. and *Shaw, G. E.*, 1977: The Asian source of Arctic haze bands. *Nature 268*, 713–715.

Rahn, K. A., Brosset, C., Ottar, B., and *Patterson, E. M.*, 1981: Black and white episodes, chemical evolution of Eurasian air masses, and long-range transport of carbon to the Arctic. *Proceedings of the General Motors Research Symposium Particulate Carbon: Atmospheric Life Cycle*, 12–14 October 1980, Warren, Michigan (in press).

Rahn, K. A., Conway, T. J. and *Ray, B. J.*, 1981: North American and Eurasian aerosol between Halifax and Reykjavik during August 1971 (in preparation).

Rahn, K. A., Joranger, E., Semb, A. and *Conway, T. J.*, 1980: High winter concentrations of SO_2 in the Norwegian Arctic and transport from Eurasia. *Nature 287*, 824–826.

Rahn, K. A. and *McCaffrey, R. J.*, 1979: Long-range transport of pollution aerosol to the Arctic: A problem without borders. *Papers Presented at the WMO Symposium on the Long-Range Transport of Pollutants and its Relation to General Circulation including Stratospheric/Tropospheric Exchange Processes*, Sofia, 1–5 October 1979. WMO-No. 538, Geneva, pp. 25–35.

Rahn, K. A. and *McCaffrey, R. J.*, 1980: On the origin and transport of the winter Arctic aerosol. *Ann. NY Acad. Sci. 338*, 486–503.

Reiter, E. R., 1981: Planetary-wave behavior and Arctic air pollution. *Atmos. Environ. 15*, 1465–1471.

Shaw, G. E., 1975: The vertical distribution of tropospheric aerosols at Barrow, Alaska. *Tellus 27*, 39–49.

Shaw, G. E. and *Stammes, K.*, 1980: Arctic haze: Perturbation of the polar radiation budget. *Ann. NY Acad. Sci. 338*, 533–539.

Vowinckel, E. and *Orvig, S.*, 1970: The climate of the North Polar Basin. In: *Climates of the Polar Regions* (Edited by S. Orvig) *Vol. 14 World Survey of Climatology*, pp. 129–252, Elsevier, Amsterdam.

Warren, S. G. and *Wiscombe, W. J.*, 1980: A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci. 37*, 2734–2745.

Weschler, C. J., 1981: Identification of selected organics in the Arctic aerosol. *Atmos. Environ. 15*, 1365–1369.

Wiscombe, W. J. and *Warren, S. G.*, 1980: A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. *J. Atmos. Sci. 37*, 2712–2733.

Zoller, W. H., Gordon, G. E., Gladney, E. S. and *Jones, A. G.*, 1973: The sources and distribution of vanadium in the atmosphere. In: *Trace Elements in the Environment*, Advances in Chemistry Series, No. 123, American Chemical Society, Washington, D. C., pp. 31–47.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.–Feb. 1982, Budapest

Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error

J. LUKÁČ–F. MATEJKA, *Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta ČS—899 30 Bratislava, Czechoslovakia.*

A légköri homályosság mérése Volz-féle napfotométerrel és a véletlen hiba szerepe. A tanulmány tárgya a napfotométerek mérési eredményeinek felhasználási lehetősége a légköri homályosság meghatározására. A tanulmány alapját a Volz-féle napfotométerek mérési eredményei képezik. A Volz-féle napfotométer mérési eredményeiből kapott adatok időbeli szerkezetének elemzése alapján meghatároztuk a véletlen hibákat mind a négy azonos típusú műszerre. Ezen információkat felhasználtuk annak megítélésére, hogy milyen pontos a B koeficiens meghatározása. A véletlen hibák hatásának mérséklésére javasoljuk, több ismételt mérés végzését és a további számításokhoz ezek számtani átlagának felhasználását.

*

Turbidity measurements by Volz-photometer and the role of random error. In the paper the feasibility of utilizing photometric data to determine the turbidity characteristics of the atmosphere is discussed. Measurement results gained by Volz sunphotometers underlie the considerations. The random errors dispersion for 4 instruments of the same type was determined on the basis of the inner structure analysis of time series which consists of the results of the measurements taken by the Volz photometers. Acquired knowledge came to use when judging the accuracy of the determination of the B coefficient. In order to decrease the influence of the random errors it is advisable to perform several repeated measurements, if possible, and to use their arithmetical average for further calculations.

*

Introduction. Direct solar radiation measurements are an appropriate tool to follow up the states and composition of the atmosphere. With their help it is possible to determine turbidity characteristics which reflect changes e.g. in the albedo of the Earth–atmosphere system or in solar radiation absorption by the atmosphere. The basic characteristics of atmospheric turbidity, in agreement with WMO requirements, are Schüepp's decadic turbidity coefficient denoted by B, Angström's turbidity coefficient β and the parameter α for which Bouguer's relation (*VMO*, 1978) holds:

$$I_\lambda = I_{i\lambda} e^{-m\beta(\lambda/\lambda_1)^{-\alpha}} = I_{i\lambda} \cdot 10^{-m\beta(\lambda/\lambda_2)^{-\alpha}} \qquad (1)$$

where I_λ is direct solar radiation of wavelength λ in the real atmosphere measured on the earth surface, $I_{i\lambda}$ is the analogous characteristic in the ideal atmosphere, m is the optic substance of the atmosphere, while $\lambda_1 = 1000$ nm, $\lambda_2 = 500$ nm.

It can be seen from relation (1) that the Angström turbidity coefficient β characterizes the extinction by the aerosol at a wavelength of 1000 nm, the Schüepp decadic turbidity coefficient (B) is the same parameter at a wavelength of 500 nm, while the parameter α gives the selectivity degree of extinction by the aerosol (*Foitzik* and *Hinzpeter*, 1958).

The determination of the characteristics referred to is possible by measuring direct solar radiation with photometers or actinometers, using suitable filters. Such spectral measurements require simple but reliable and accurate measuring devices. One of these devices is the Volz-type sunphotometer.

1. *The Volz sunphotometer*

The Volz-photometer allows to gain data of the direct solar radiation rate in three narrow spectral domains for effective wavelengths $\lambda = 500$, 880, 940 nm (*Volz*, 1959).

The measurements allow to define the Schüepp's decadic turbidity coefficient (B), the parameter α, as well as other characteristics.

For these purposes in Slovakia four Volz sunphotometers are used: — No. 320, 343, 334 and 336. The first two are used for measurements in Bratislava (polluted area), the third at the Meteorological Observatory at Mlynany (lowland area) and the fourth at the Meteorological Observatory at Skalnaté Pleso Lake (high-mountain area).

The general properties of the Volz sunphotometers are sufficiently described in the literature. In practice, however, the accuracy of the obtained results is essentially biased by the fact: how far the observer succeeds in pointing the device to the sun correctly. Such irregular influences make themselves manifest by the emergence of random errors by which the measured data are loaded. In the following we shall subsequently deal with estimating their significance.

2. *The analysis of random error*

For an arbitrary measurement we can put down:

$$x_i = y_i + e_i + f_i \tag{2}$$

where x_i is the result of the ith measurement of quantity y_i. The symbols e_i and f_i denote the random and systematic error of the ith measurement by the Volz sunphotometer.

The systematic error loads all measurements on an equal scale, whereas the random error may alter from measurement to measurement. In determining it, we use the idea of a normally distributed random quantity with the mean value equal to zero, which is as tollows (*Kubacek* and *Pázman*, 1979; *Kozakevich*, 1977):

$$\lim_{n \to \infty} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} e_i = 0 \tag{3}$$

$$cov\ (e_i, y_j) = 0 \tag{4}$$

$$cov\ (e_i, e_j) = 0 \text{ for } i \neq j \tag{5}$$

Relation (3) expresses the requirement of a zero mean value of random errors. Relation (4) and (5) give expression for the non-correlation of random errors with the measured quantity and also to their mutual non-correlation.

The relations referred to are used in determining the random error dispersion. By chronologically arranging the set of measurements a sequence is produced that is considered a discrete implementation of the random ergodic

process $[x_i]$. The estimation of its autocorrelation function may be determined from the relation (*Votruba* and *Nacházel*, 1971):

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \sum_{i=1}^{n-\tau} (x_i - \bar{x}) \cdot (x_{i+\tau} - \bar{x}) \tag{6}$$

where x is the arithmetic mean of the original set of measurements, D_x the measurements dispersion. Relation (6) may be written in case $\tau \ll n$:

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \left\{ \sum_{i=1}^{n-\tau} x_i x_{i+\tau} - (n-\tau)\bar{x}^2 \right\} \tag{7}$$

By substituting relations (2) and (4) in (7) we get:

$$r_{xx} = \frac{1}{(n-\tau)D_x} \left\{ \sum_{i=1}^{n-\tau} y_i y_i - (n-\tau)\bar{y} \sum_{i=1}^{n-\tau} e_i e_{i+\tau} \right\} \tag{8}$$

Considering that D_x may be expressed as the sum of D_y and D_e, it subsequently holds:

$$r_{xx} = r_{yy} \frac{1}{1 + \frac{1 D_e}{D_y}} \tag{9}$$

In terms of the definition of the autocorrelation process y_i it holds:

$$\lim_{\tau \to 0} r_{yy}(\tau) = 1 \tag{10}$$

and hence

$$\lim_{\tau \to 0} r_{xx}(\tau) = \frac{1}{1 + \frac{D_e}{D_y}} \tag{11}$$

Relation (11) may be directly used to establish random errors of measurement.

In *Fig. 1.* the standardized autocorrelation function r_{xx} is plotted for the Volz sunphotometer No. 343. The analytical expression of this function would

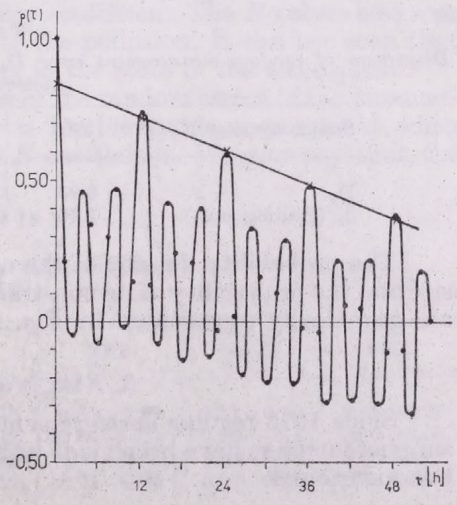


Fig. 1. Standardized auto-correlation function of data measured by the Volz-photometer No. 343

be complicated, the value r_{xx} (0) is therefore defined from the decline of the maximal values of the function referred to. It is assumed that the value of the mean maximum of the function r_{xx} (τ) in the point $\tau = 0$ can be determined as the point of intersection of both the vertical axis and the regressive line which approximates the decrease of the secondary maximal values with the increase of the argument τ. The determined value of the mean maximum of the function r_{xx} (τ) is substituted into the term $\lim_{\tau \to 0} r_{xx}(\tau)$ of the relation

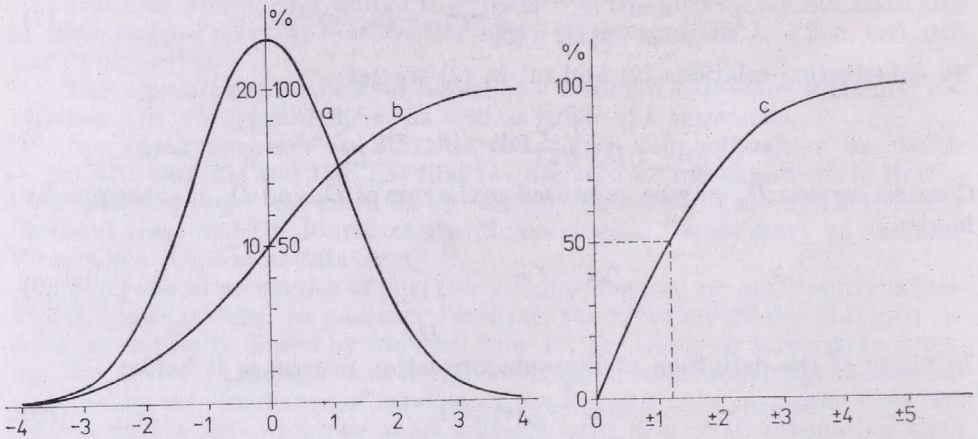


Fig. 2. Probability density *(a)*, distribution function *(b)* and probability of not transgressing the error of a given size *(c)* in measurements with the Volz-photometer No. 343

(11) and with the known dispersion of the analyzed series of the measured values D_y can determine the random error dispersion D_e. The corresponding probable error δ_e is given by

$$\delta_e = \frac{2}{3}\sqrt{D_e} \tag{12}$$

The ascertained values for the photometers applied are shown in *Table I.*

TABLE I

Dispersion of random measurement error D_e and probable measurement error δ_e for the Volz photometers used

Sunphotometer No.	320	343	334	336
D_e	6.93	2.95	3.15	1.25
δ_e (grading unit)	1.76	1.14	1.27	0.75

The probability density of the occurrence of a random error of the given size and the probability of its non-transgression in the individual measurements are graphically represented in *Fig. 2.*

3. *Results of measurements*

Since 1976 regular measurements of direct solar radiation with the Volz sunphoteometers have been made under suitable conditions at the three localities mentioned

In *Table II* maximal and mininal values of Schüepp's decadic turbidity coefficient are presented as measured at the individual localities for the period 1976 – 1980.

This Table clearly shows the influence of the altitude on the Schüepp decadic turbidity coefficient values. Skalnaté Pleso is a suitable locality to compare actinometric devices because of the low degree of atmospheric pollution.

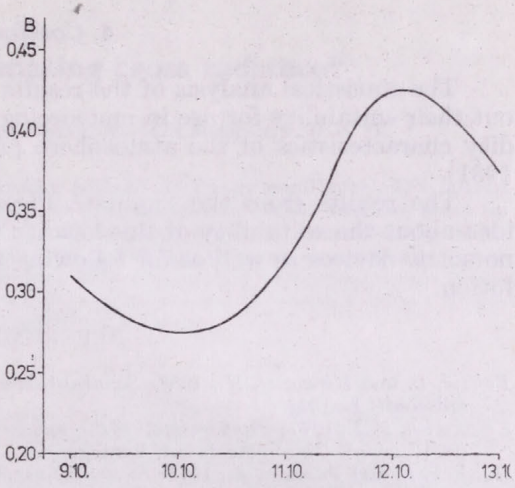


Fig. 3. Maximal daily values of B in the period between 9 – 13. October 1978.

The dynamic changes in the state of the atmosphere can clearly be seen from the behaviour of the maximal daily values of Schüepp's decadic turbidity coefficient (B) in the period between October 9 – October 13, 1978 at the locality of Bratislava, as shown in *Fig.3.*

In our country during this time period the weather was influenced by an extended high pressure area over Central and Southeastern Europe. Wind speed varied between 0 – 1 m/s from NNE. The first days were characterized by low values of Schüepp's decadic turbidity coefficient. The B values also rose in proportion with the gradual increase of the pollution. It can bee seen that coefficient B sensibly responds to changes in the state of the atmosphere.

The knowledge gained by the analysis of the random errors of the measurements taken by the Volz photometers is an inevitable requirement when evaluating the error of the determined B coefficient. We can say that the

TABLE II

Maximal and minimal Schüepp's turbidity coefficient (B) values covering the period 1976 – 1980

Locality		1976	1977	1978	1979	1980
Bratislava	320	0.04 – 0.57	0.10 – 0.47	0.08 – 0.57	0.11 – 0.55	0.08 – 0.58
	343	0.08 – 0.42	0.08 – 0.43	0.07 – 0.54	0.10 – 0.58	0.07 – 0.56
Mlyňany	334	0.04 – 0.55	0.10 – 0.43	0.17 – 0.59	0.08 – 0.58	0.10 – 0.56
Skalnaté Pleso	336	0.02 – 0.18	0.01 – 0.19	0.01 – 0.22	0.02 – 0.22	0.02 – 0.23

quantities presented in Table II are loaded by the probable relative error of about 6%. It is obvious that this error can be reduced by performing more measurements of the value I_i and by using the arithmetical average of these values for the calculation of the value of B. Error of the average of 5 measurements is only about 45% of the corresponding error of a single measurement. For 10 performed measurements the error of arithmetical average will decrease below 1/3 of the value for one measurement.

4. *Conclusion*

The statistical analysis of the results of four Volz sunphotometers points out their suitability for use in meteorological practice to determine the turbidity characteristics of the atmosphere *(Putsay,* 1980; *Mészáros* and *Putsay,* 1981).

The results from the Skalnaté Pleso Lake presented here confirm the idea about the suitability of this locality for comparing various types of actinometric devices as well as for following up the background atmospheric pollution.

REFERENCES

Foitzik, L. und *Hinzpeter, H.*, 1958: *Sonnenstrahlung und Lufttrübung.* Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.

Kozakevich, F. I., 1977: *Fundamentals of the random function theory and its use in hydrometeorology* (in Russian). Gidrometeoizdad, Leningrad.

Kubáček, L. and *Pázmán, A.*, 1979: *Štatistické metódy v meraní* (Statistical methods in measurement) VEDA, Bratislava.

Mészáros, E. and *Putsay, M.*, 1981: A comparison of sunphotometers measuring the turbidity of the atmosphere. *Időjárás 85,* 68–73.

Putsay, M. 1980: The effect of circumsolar radiation on accuracy of turbidity measurement. *Időjárás 84,* 261–267.

Volz, F., 1959: Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunsttrübung. *Arch. Meteor. Geophysik. Bioklim. B 10,* 10–131.

Votruba, L. and *Nacházel, K.*, 1971: *Základy teórie stochastickych procesu a jejich aplikace ve vodním hospodárství.* (Fundamentals of the theory of stochastic processes and their application to water management.) Ucební texty, CVUT Praha.

WMO, 1978: *International operations handbook for measurement of background atmospehere polluttion.* WMO – No. 491, Geneva.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.–Feb. 1982, Budapest

A method for estimating cross radiance*

I. LÁSZLÓ, *Institute for Atmospheric Physics, H—1675 Budapest, P. O. B. 39*

Módszer az átsugárzás becslésére: Amikor műholdakról vagy repülőgépekről a felszínt fényképezzük, a képek információtartalma az ún. „átsugárzás" miatt csökken. Jelen tanulmányban az átsugárzás számítására mutatunk be egyszerű módszert. A módszer magasságfüggő aeroszol méreteloszlást tételez fel, a számítások az egyszeres szórási közelítésre vonatkoznak. Az aeroszol méreteloszlás magassággal való változása jelentős hatással van az átsugárzás értékére, a területi eloszlás azonban nem változik lényegesen a magasságfüggetlen aeroszol modellből adódott eloszláshoz képest.

*

A method for estimating cross radiance. When imaging the surface from satellites or aircraft, "cross radiance" diminishes the information content of the pictures. In this paper a simple method is presented to calculate the value of cross radiance. This method includes a height-dependent aerosol size distribution model and the calculations refer to the single-scattering approximation. The height variation of aerosol size distribution has significant effect on the value of cross radiance, while the areal distribution does not change much in comparison with that of the height-independent aerosol model.

*

Introduction. Imaging of the Earth's surface with intermediate resolution has been conducted from a number of satellites. The imagery can give important information about the Earth's natural resources, and it can afford an insight into some geophysical processes of the surface. This information is more or less modified by the atmosphere.

The three main mechanisms by which the terrestrial atmosphere perturbs the measurements of ground reflectances from space are as follows:

(1) the aerosol and molecular scattering and absorption attenuate the radiation reflected from the object pixel,
(2) the radiation scattered from the direct solar beam in the direction of the satellite —and thus carrying no information about the surface— also reaches the satellite-borne radiometer,
(3) the radiation reflected from the general vicinity of the object pixel is scattered to the satellite by the atmospheric column above the object pixel (this is called *cross radiance*).

This latter effect was treated by *Otterman* and *Fraser* (1979) in the greatly simplified case when the single-scattering approach (the case of an "optically

* The Editorial Board believes that Blifford's results on the vertical distribution of aerosols *(Blifford)* cannot be generally accepted. However, this paper is published since Blifford's model is used only to illustrate the applicability of the equations elaborated by the author.

thin" atmosphere), and a Lambertian surface was supposed. An idealization of the aerosol-phase function was also involved, and the dependence of the size distribution of aerosols on the height was not taken into account.

If the size distribution changes along the vertical atmospheric column, the relative contributions of some pixels to the cross radiance over the object pixel may change as compared with the contributions obtained from the assumption of a constant size distribution.

In this paper that case is treated – only for cross radiance – when the size distribution varies with the height.

1. *The phase function*

The phase function for a suspension of particles expresses in a formal manner the angular dependence of the scattering of a volume element. Since the computation of the actual phase function is rather complicated and long, it is assumed that the phase function can be approximated by integer-power cosine terms (*Otterman* and *Fraser*, 1979):

$$P_M(\varphi) = \frac{1}{4\pi}\left[2\sum_i \alpha_i (n_i+1)\cos^{n_i}\varphi + \sum_j \beta_j (m_j+1)\cos^{m_j}\varphi\right] \quad 0 \le \varphi \le \pi/2$$
$$P_M(\varphi) = \frac{1}{4\pi}\sum_j \beta_j (m_j+1)\cos^{m_j}\varphi \qquad \pi/2 \le \varphi \le \pi, \tag{1}$$

where n_i and m_j are non-negative integers, m_j are even, φ is the angle between the beam and the direction of scattering, and

$$\sum_i \alpha_i + \sum_j \beta_j = 1 \tag{2}$$

This approximation for Mie scattering phase function is normalized so that its integral over the 4π solid angle is equal to 1, and it allows an arbitrarily close fit to an actual phase function for an unlimited number of α_i and β_j terms.

The anisotropy of the aerosol scattering can be described with the aid of an anisotropy parameter α- which is defined as

$$1+\alpha = \frac{2\int_{2\pi \text{ forward hemisphere}} P_M \, d\Omega}{\int_{4\pi} P_M \, d\Omega} \tag{3}$$

From Eqs (1), (2) and (3) the anisotropy parameter is

$$\alpha = \sum_i \alpha_i \tag{4}$$

Now, let us study the question how α and P_M change if the size distribution depends on the height.

If the size distribution changes along a vertical atmospheric column, the anisotropy parameter α is a function of the height h. Let us assume that

$$\alpha(h) = \sum_i f(h)\alpha_i \tag{5}$$

where α_i are the coefficients of the phase function at a given level (e.g. at the ground level), and $f(h)$ is a function of h. Thus the new coefficients $\alpha_i(h)$ depending on the height are:

$$\alpha_i(h) = f(h)\alpha_i$$

Taking into account that the phase function must be normalized, we find the new coefficients $\beta_j(h)$:

$$\beta_j(h) = \left\{\left[1 - f(h)\sum_i \alpha_i\right] \Big/ \sum_j \beta_j\right\}\beta_j$$

Since the anisotropy parameter may be between 0 and 1, we find for the function $f(h)$:

$$f(h) = (\sum_i \alpha_i)^{[1/g(h)+1]} \tag{6}$$

Here $g(h)$ is also a function of h determined by the change of the size distribution. Hence, the anisotropy parameter is

$$\alpha(h) = (\sum_i \alpha_i)^{1/[g(h)+1]} \tag{7}$$

Now the question is: what is the form of the function $g(h)$ like?

Blifford and *Ringer* (1969) measured particle sizes and concentrations at different altitudes up to 9 km. They found that the size distribution of the aerosols in the size range 0.13 to 5.5 μm followed the power law, and its exponent generally decreased with altitude above 3 km (*Blifford* and *Ringer*, 1969). Similar results could be obtained from Blifford's measurements in 1970 (*Blifford*, 1970). It is clear that the number of larger particles, relative to the number of smaller particles, increases as the value of the exponent decreases.

In the stratosphere, although the concentration of Aitken nuclei decreases rapidly with altitude often becoming practically zero near 20 km, the size distribution of larger particles does not appear to change greatly with altitude. Particles having a radius in the range 0.1 tp 1.0 μm usually reach the greatest concentration at about 20 km (*McCartney*, 1976).

On the basis of the above facts it can be stated that the ratio of the number of the larger particles in a volume element to the number of the smaller particles in the same volume element increases more or less with altitude. Since the anisotropy of the scattering of a large particle is larger than that of a small particle, the anisotropy of the scattering also increases with altitude.

For simplicity let us suppose that

$$g(h) = h/10 \tag{8}$$

This arbitrary choice of the function $g(h)$ does not provide a too quick change of the anisotropy parameter, and the value of α is about 0.8 at 10 km (see *Fig. 1*).

It must be noted that the assumption taken for the behaviour of the anisotropy parameter is based on few measurements. So it is possible that our assumption does not agree with the actual change of α, but perhaps it is satisfactory for the estimation of this effect. However, the equations written

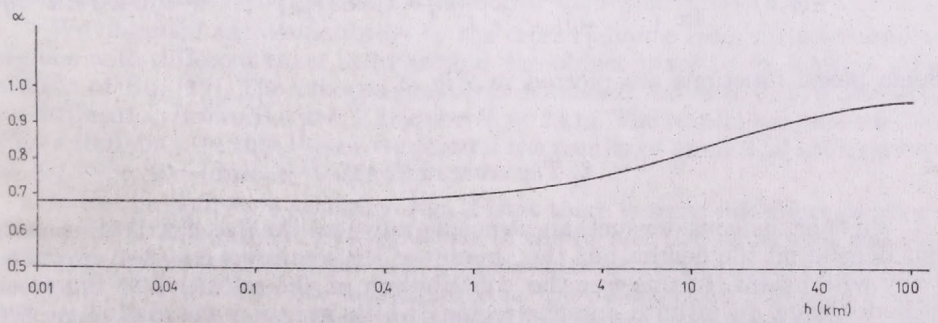


Fig. 1. The assumed change of anisotropy of the aerosol scattering with height

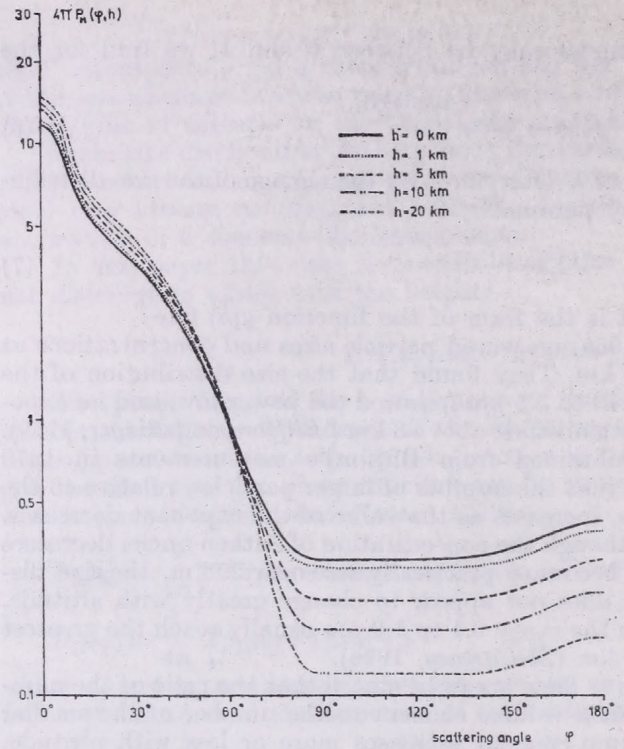


Fig. 2. The aerosol scattering phase function P_M at five different altitudes (in the vertical axis $4\pi P_M$ is indicated)

in this article can also be used in another model, which has an anisotropy parameter decreasing with altitude. We must only use the suitable function $f(h)$.

Having made the above assumptions, for the case when the size distribution is not constant along the vertical atmospheric column, we can write the phase function as follows:

$$P_M(\varphi,h) = \frac{1}{4\pi}\left[f(h)\sum_i \alpha_i(n_i+1)\cos^{n_i}\varphi + \frac{1-f(h)\sum_i \alpha_i}{\sum_j \beta_j}\sum_j \beta_j(m_j+1)\cos^{m_j}\varphi\right] \qquad 0 \le \varphi \le \pi/2$$

$$P_M(\varphi,h) = \frac{1}{4\pi}\left[\frac{1-f(h)\sum_i \alpha_i}{\sum_j \beta_j}\sum_j \beta_j(m_j+1)\cos^{m_j}\varphi\right] \qquad \pi/2 \le \varphi \le \pi \quad (9)$$

Some phase functions are plotted in *Fig. 2.*

2. *The cross radiance*

First let us consider such an atmosphere where the size distribution does not depend on the height, but the amount of the scatterers decrease exponentially with height. In this case the contribution of the reflection to the cross radiance from an infinite annular region (which has an inner radius y_1; see *Fig. 3.*) is the following (*Otterman* and *Fraser*, 1979):

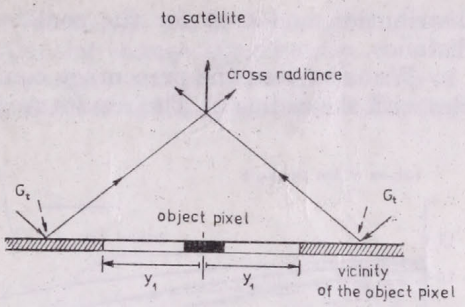


Fig. 3. The geometry of an infinite annular region, which is farther than y_1

$$l_a(\varkappa_1,\infty) = \alpha M \int_0^\infty \exp(-\sigma)\left(\frac{\sigma^2}{\sigma^2+\varkappa_1^2}\right)^{\frac{m+1}{2}} d\sigma \tag{10}$$

Here $\varkappa_1 = y_1/H$, $\sigma = h/H$, H is the density scale height for aerosols and M is Mie scattering optical thickness; α is the anisotropy parameter, m is an exponent derived from the phase function; m spells out a peaking effect due to an enhanced scattering around the zero scattering angle. The larger the peaking effect, the larger the value of m.

Equation (10) when multiplied by aG_t/π represents the cross radiance (G_t is the total surface irradiance, and a is the average reflectivity of the terrain surrounding the object pixel).

If the size distribution varies with height, using the results of the former chapter, Eq. (10) becomes:

$$l_a(\varkappa_1,\infty) = \alpha M \int_0^\infty (\Sigma \alpha_i)\exp\left(\frac{1}{\frac{M}{10}\sigma+1}-1\right) e^{-\sigma}\left(\frac{\sigma^2}{\sigma^2+\varkappa_1^2}\right) \exp[(m+1)/2]d\sigma \tag{11}$$

3. *Results*

In our discussion we adopted the values of α_i from the paper written by *Otterman* and *Fraser* (1979). These coeffficients provide a reasonable representation of the phase function for a given size distribution of the particles between 0.3μm and 10μm, for the wavelength 0.55 μm.

We obtained the contribution to the cross radiance from infinite annular regions with different inner radii around the object pixel by numerical integration of Eq. (11). The integral has been evaluated for $m = 0$, 2, 8 and 400, for different $\varkappa_1$ between 0 and 2, and for $H = 2$ km. The results are presented in *Fig. 4* (full line). In this Figure we plotted the results of numerical integrations of Eq. (10), too (dashed line).

It can be seen by examining *Fig. 4* that there is some difference between the results of the numerical integrations of the former two equations, but the behaviour of the curves is the same. The contribution to the cross radiance decreases with the distance measured from the object pixel. There is a vast difference between the decrease for the high exponent terms and that for the low exponent terms. The difference between the results for the varying size

distribution and that for the constant size distribution decreases with the distance.

We calculated the percentage contributions from the area outside the circles with the radius $\varkappa_1$. The results are presented in *Table I* for a few $\varkappa_1$ values.

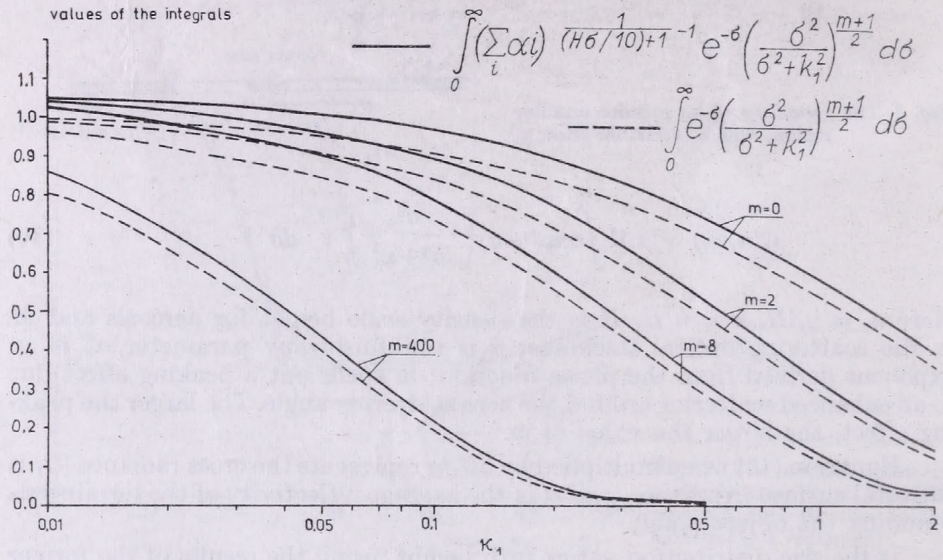


Fig. 4. Contribution of the reflection to the cross radiance from different regions.

In the Table the upper numbers represent the contributions for the size distribution depending on the height, while the lower numbers represent the contributions for the constant size distribution.

It can be seen from these data that there is no considerable difference between the contributions for the same σ_1. For instance, in the case of the large particles ($m = 400$) the contribution from outside of a circle with radius equal to one-tenth of the scale height ($\varkappa_1 = 0.1$) is 20.6% for the varying size distribution, while for the constant size distribution it is 19.4%. In other words, if

TABLE I

Percentual contribution to the cross radiance of regions farther than $\varkappa_1$. The upper numbers represent the varying size distribution, while the lower ones refer to the constant size distribution

m	400	8	2	0
$\varkappa_1 = 0.01$	81.8	97.2	99.0	99.6
	80.6	96.7	98.5	99.2
$\varkappa_1 = 0.1$	20.6	74.6	84.8	91.8
	19.4	73.3	83.7	91.0
$\varkappa_1 = 0.5$	0.7	30.5	50.5	70.6
	0.6	29.0	48.9	69.2
$\varkappa_1 = 1.0$	–	12.4	30.3	54.9
	–	11.5	28.9	53.4
$\varkappa_1 = 2.0$	–	3.2	13.4	37.6
	–	2.8	12.5	36.4

we suppose a size distribution changing with height, the areal distribution of the contribution to the cross radiance does not change significantly.

Figure 5 shows the percentage increase of the contribution in the case of varying size distribution as compared with the case of the constant one. For the

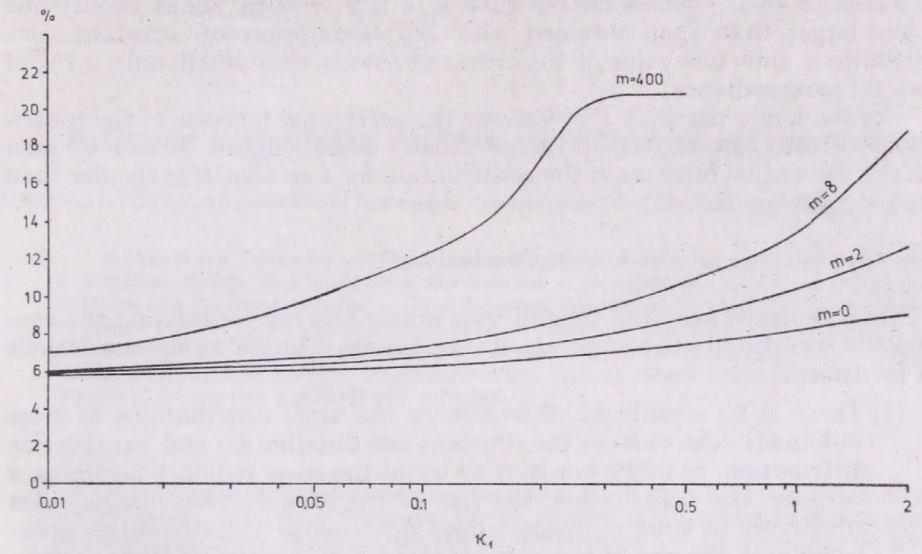


Fig. 5. The percentual increase of the contribution of reflection to the cross radiance in the case of varying size distribution as compared with the case of the constant one

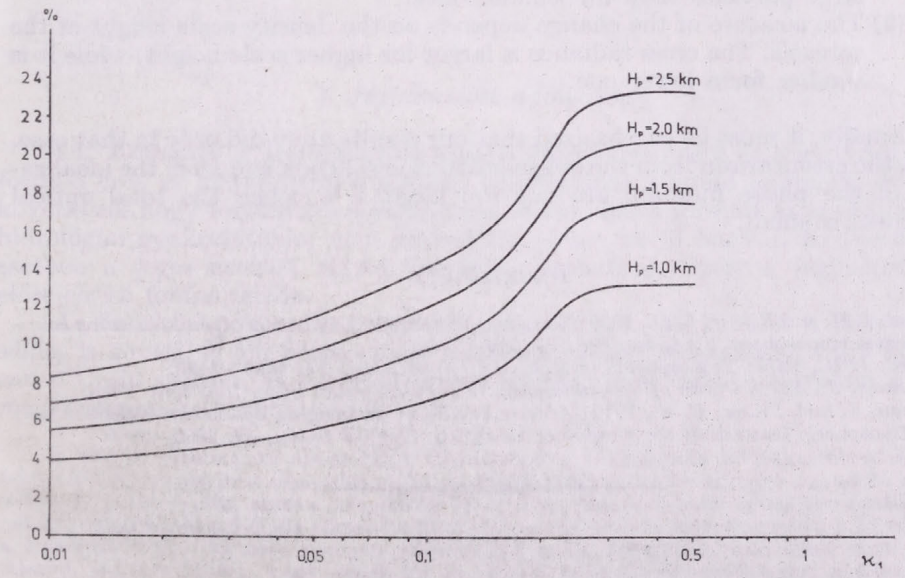


Fig. 6. The percentual increase of the contribution for the large particles ($m = 400$) in the case of four different aerosol scale heights

large particles ($m = 400$) the increase of the cross radiance from the entire surroundings of the object pixel is about 7% and for small particles ($m = 8$) and molecules ($m = 2; 0$) it is about 6%. The percentual increase of the contribution to the cross radiance of the farther regions is larger than that of the near ones. For example, for the large particles the cross radiance – which arises from the reflection of the pixels farther than $\varkappa_1 = 0.5$ – is by about twenty-one percent larger than that obtained with the assumption of constant size distribution. But this value of the cross radiance is very small, only 0.7% of the total cross radiance.

For the larger particles *Fig. 6* shows the percentual increase of the contributions of different regions for some density scale heights. It can be seen that the percentual increase of the contribution for a smaller H is smaller than that for a higher H.

4. *Conclusions*

Cross radiance has been treated in a simple manner considering the case when the size distribution depends on the height. The following conclusions can be drawn.

(1) There is no significant difference in the areal distributions of cross radiance in the cases of the constant size distribution and varying size distribution. In other words, if we count the cross radiance assuming a varying size distribution, the size of the area – which contributes effectively to cross radiance – does not change excessively, as compared with the size of the area obtained with the assumption of constant size distribution.

(2) If the size distribution of the particles depends on the height, the total cross radiance may change significantly. This cahnge is larger for large particles than for smaller ones.

(3) The measure of the change depends on the density scale height of the aerosols. The cross radiance is larger for higher scale height, while it is smaller for a lower one.

Finally, it must be emphasized that our results are valid only in that case, when the errors arisen from the single-scattering solution and from the idealization of the phase function are not too large, i. e. when the total optical thickness is small.

REFERENCES

Blifford, I. H. and *Ringer, L. D.*, 1969: The size and number distribution of aerosols in the continental troposphere. *J. Atmos. Sci., 26,* 716–726.

Blifford, I. H., 1970: Tropospheric aerosols. *J. Geophys. Res., 75,* 3099–3103.

McCartney, J., 1976: *Optics of the Atmosphere.* John Wiley and Sons, Inc. New York.

Otterman, J. and *Fraser, R. S.*, 1979: Adjacency effects on imaging by surface reflection and atmospheric scattering: cross radiance to zenith. *Applied Optics, 18,* 2852–2860.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.–Feb. 1982, Budapest

A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése

HIRLING GYÖRGY, *Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, H—1095 Budapest, IX. Kvassay J. út 1.*

A Dunán és a Tiszán várható jégjelenségek előrejelzése. A dolgozat célja, hogy összefoglalja a folyókon észlelt jégjelenségek – nevezetesen a jégzajlás, az állójég, az állójég megindulása és a jég teljes eltűnése – előrejelzéseinek lehetőségeit és módszert adjon a Dunán és Tiszán várható jégjelenségek előrejelzésére. A szerző a célt a hidrológiai és meteorológiai elemek közötti kapcsolatok grafikus meghatározása és az előrejelzési egyenletek Magyarországra érvényes változóinak kiszámítása útján kívánta elérni. A munka eredménye egy komplex, folyamatos jégelőrejelzési módszer.

*

The forecasting the ice phenomena on Danube and Tisza. The aim of this study is to give a summary of possibilities of forecasting the ice phenomena – namely the ice appearance, the freeze-up, the ice break-up and the ice disappearance – on rivers, and to give a method of forecasting the ice phenomena expected on Danube and Tisza. The aim is achieved by the determination of the graphic relationships between the hydrological and meteorological elements and by the calculation of the variables used in forecasting equations concerning Hungary. The result of this work is a complex and continuous ice forecasting method.

*

1. *Jégjelenségek a folyókon*

1.1. *Bevezetés.* A téli hónapok negatív léghőmérséklete és a gyakran előforduló erős és tartós lehűlés hazánk éghajlatának állandó jellemzői. Ebből következik, hogy folyóinkon a jégjelenségek különböző formáit az árvédekezés hidrológiai gyakorlatában nem szabad figyelmen kívül hagyni. Kedvezőtlen esetben a jeges árvizek súlyos károkat okozhatnak, ezért a jégjelenségek előrejelzése fontos feladat.

Az őszi hónapokban a levegő hőmérsékletének csökkenését a vízhőmérséklet is követi. A téli hónapokban a léghőmérséklet időszakosan vagy tartósan 0 °C alá süllyed, és hosszabb-rövidebb időszakon belül a folyókon a jég megjelenésére kell számítanunk.

A folyók vizében az állóvizekkel ellentétben a turbulencia következtében stabil hőmérsékleti rétegződés nem alakul ki, a vízfolyások teljes víztömege az adott szelvényben gyakorlatilag azonos hőmérsékletű. A víz vékony felszíni rétegében kialakuló néhány század fokos 0 °C alá történő túlhűlés és a turbulencia következtében a folyókon a keresztszelvény bármely pontján elkezdődhet a jég képződése, ami lehet parti jég, felszíni jég, lebegő jég, vagy fenék-jég (a lebegő és fenék-jég együttesen a kásajég). A fenék és lebegő jég felszínre emelkedésével és összeállításával jégtáblák alakulnak ki, megkezdődik a jégzajlás (*Horváth*, 1979; *Árkay* et al., 1973; *Galli* et al., 1974).

Ha a zajló jég megjelenése után a léghőmérséklet a folyó mentén továbbra is tartósan és erősen 0° alatt marad, a jégzajlás erősödik, sűrűsödik és a folyó adott szakaszán mechanikai-morfológiai-termodinamikai okok miatt a jég megáll. Jégboltozat alakul ki, ami a vízfolyás irányával szemben növekszik, jégtakaró épül fel és a folyó részlegesen vagy teljesen beáll. A jégtakaró a jégtáblák elhelyezkedésétől függően lehet sima, illetve torlódott. Gyakran előfordul, hogy a tél folyamán a jégtakaró megcsúszik, és a folyó alsóbb szelvényének álló jégtakaróján fennakad, összetorlódik. Ha az összetorlódott jég az átfolyási szelvényt nem szűkíti lényegesen, akkor jégtorlódásról, amennyiben a szelvény leszűkül jégtorlaszról van szó. Az álló jégtakaró alá sodort kásajég, vagy jégtáblák fennakadva, a szelvény jelentős részét elzárhatják és jégdugó alakulhat ki.

A tél folyamán előforduló átmeneti, tartós és erős felmelegedés vagy a tavaszi enyhülés hatására – vízszintemelkedéssel, vagy árhullámmal együttjárva – az álló jégtakaró felszakad, megkezdődik a jég elvonulása, a jég ismételt zajlása.

További pozitív léghőmérsékletek hatására a zajlás megszűnik a folyókról a jég letisztul, a vízhőmérsékletek emelkednek *(Horváth*, 1979; *Árkay* et al., 1973; *Galli* et. al., 1974).

A meteorológiai viszonyoknak megfelelően egy tél folyamán nagyon változatos jégviszonyok alakulhatnak ki folyóinkon. Lehűlés hatására a már letisztult folyón újra zajlás, állójég alakulhat ki. Az állójeget zajlás, majd ismét állójég követheti. A Dunán jégmentes telek is előfordulnak.

A jégjárási viszonyokat a jégjelenségek kialakításában résztvevő tényezők nagy száma, változékonysága, és a jégjelenségek kialakításában betöltött szerepük eltérő súlya teszi igen változatossá.

1.2. A *jégjelenségek kialakításában résztvevő hidrometerológiai tényezők.* A folyók vízhőmérsékletének változásában, a víz lehűlési folyamatában meteorológiai, hidrológiai, morfológiai, természetföldrajzi tényezők vesznek részt, ugyanakkor a vízfolyások hőháztartásának, és a jégképződés feltételeinek leírása termodinamikai ismereteket is kíván.

A vízfolyások hőháztartásának változásai a víz és az azt körülvevő környezet – nevezetesen a levegő és a folyómeder – közötti hőcsere eredménye. A lehűlés folyamatában elsődleges szerepet a víz–levegő határfelületen keresztül lejátszódó hőcsere játszik.

A folyóvizek és a környezet közötti hőcsere sok, önmagában is komplex folyamatot foglal magába. A tényezők, amelyek közvetlenül befolyásolják a hőcserét, a következők:

a) a Nap rövidhullámú, közvetlen és szórt sugárzási energiája, amit csökkent a vízfelszínről visszaverődő sugárzási enegiamennyiség,

b) a víztömeg effektív kisugárzása,

c) a víz párolgása és a vízpára kondenzációja nyomán keletkező hőveszteség, illetve hőbevétel,

d) a levegővel való közvetlen hőcsere, a kondukció (vezetéses hőcsere) és a konvekció (a levegőrétegek rendezett vertikális áramlása),

e) a folyómederrel való hőcsere,

f) a folyó mentén a vízállástól függő talajvíz hozzáfolyásból, vagy elfolyásból eredő hőmennyiség,

g) a mellékfolyók által szállított hőmennyiség,

h) a csapadékhullásból származó hőmennyiség,

i) súrlódási hő, ami abból adódik, hogy a vízfolyás helyzeti energiáját a meder súrlódása emészti fel,

j) a víztérbe belépő, illetve távozó víz által szállított hőmennyiség,

k) mesterséges beavatkozások következtében megváltozott hőcsere folyamatok.

A folyóvizek hőháztartásában résztvevő előbb felsorolt folyamatok összessége határozza meg, hogy a víz hőt vesz fel a környezetéből, azaz emelkedik a hőmérséklete, vagy hőt ad le a környezetének, azaz a hőmérséklete csökken. Az előbb felsorolt tényezők – előjel szerint összegezve – alkotják a víz ún. hőmérleg-egyenletét amely lehet negatív vagy pozitív *(Starosolszky*, 1969; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975; *Lászlóffy és Szesztay*, 1965).

Az összes tényező természetesen nem egyforma súllyal vesz részt a hőcsere folyamatban. A súrlódási hő, a csapadékhullásból származó és a talajvíz által szállított hőmennyiség rövid időszak alatt nincs jelentős hatással a vízhőmérséklet változására és ezért ezeket el lehet hanyagolni. Néhány tényezőt nem vehetünk számításba a közvetlen mérések hiánya miatt *(Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

A tényezők meghatározására ajánlott módszerek jobbára közelítő jellegűek, vagy csak egyszerűen becslések.

A tényezők, a hőmérleg-egyenlet tagjainak időbeli és térbeli integrálása igen nehéz és bonyolult feladat, és minden számítás még nehezebbé válik, ha a hőmérleg egyenlet tagjait előrejelezni is kívánjuk.

A leírt nehézségek miatt a jégjelenségek szabatos előrejelzése ma még igen nehéz feladat. Az utóbbi időkig Magyarországon néhány kísérlettől eltekintve. *(Horváth,* 1979; *Lászlóffy és Szesztay,* 1964; *Lászlóffy és Szesztay,* 1965), a jégjelenségek statisztikai feldolgozása jelent módszert a jégjelenségek várható időpontjának meghatározására *(Csoma,* 1968). A jégjelenségek statisztikai feldolgozása ugyan általános képet ad a jégjelenségek valószínű megjelenésére, tervezési céloknak is megfelel, de egy adott, konkrét esetben nem nyújt felvilágosítást a jégjelenségek megjelenésének várható időpontjára.

A víz lehűlési folyamatában a legfontosabbak azok a meteorológiai elemek, amelyek a víz–levegő közötti hőcserét befolyásolják. A léghőmérséklet, a légnedvesség, a szélsebesség, a felhőzet, valamint a vízhőmérsékleti adatok hosszú idősorok formájában rendelkezésre állnak, így lehetőség nyílik arra, hogy közelítésekkel, becslésekkel, egyszerűsítésekkel, elhanyagolásokkal a víz lehűlési folyamatát leírhassuk, vagy egyszerű korrelációs összefüggéseket állapíthassunk meg a meteorológiai és hidrológiai elemek között.

A meteorológiai és hidrológiai elemek közötti kapcsolatok keresése és grafikus meghatározása, valamint a Szovjetunióban kidolgozott jégelőrejelzési egyenletekben szereplő paraméterek Magyarországra vonatkozó értékeinek meghatározása után sor kerülhet a jövőben jégelőrejelzésekre.

2. *Az őszi–téli jégzajlás kezdeti időpontjának előrejelzése*

2.1 *A jég megjelenésének középtávú előrejelzése.* Az előrejelzési módszerek magyarázatához rajzolunk két vázlatot *(1. ábra)*, amelyek szerint a jégjelenségek az esetek többségében egy adott keresztszelvényben vagy folyószakaszon lejátszódnak. Az ábrán használt jelölések egyeznek a jégelőrejelzési módszerekben használtakkal.

Ősszel a léghőmérséklet csökkenésével a vízhőmérséklet is csökken egy bizonyos időbeli késéssel. Amikor a léghőmérséklet negatívra fordul, a vízhőmérséklet még pozitív. Több negatív középhőmérsékletű napnak kell eltelnie addig, amíg a vízhőmérséklet is megközelíti a 0 fokot, azaz kialakul a jég (ill. jégzajlás) megjelenésének feltétele. A pozitív léghőmérséklet negatívba való átmenetének idején rögzített vízhőmérsékletet jelöljük $(\Theta)_{W0}$val, ettől az időponttól a jégzajlás megjelenéséig összegezett negatív napi közepes léghőmérsékletet pedig a $(\Sigma\Theta)$-val.

Ahhoz, hogy a jégzajlás továbbra is fennmaradjon, erősödjék, további negatív léghőmérsékleti szükséges. Ezután két eset lehetséges. Az egyik, hogy a negtív léghőmérséklet tartósan pozitívba vált át. A jég megjelenésétől eddig az időpontig összegyűlt negatív hőösszeget jelöljük $(\Sigma\Theta)_A$val. A másik eset, amikor elegendő negatív hőösszeg gyűlt össze az állójég alakulásához, ezt a negatív hőösszeget szintén $(\Sigma\Theta)_A$val jelöljük, mint olyan negatív hőösszeget, ami a zajlójég időszaka alatt gyülekezik össze.

Az első esetben, ha elegendő mennyiségű pozitív hőösszeg áll rendelkezésre, a jég eltűnik. A pozitív hőmérséklet megjelenésétől a jég eltűnéséig összegezett pozitív hőösszeget jelöljük (ΣD_+)val. Állójég esetén az állójég kialakulásától a pozitív hőmérséklet megjelenéséig összegyűlt negatív hőösszeg a (ΣD_-).

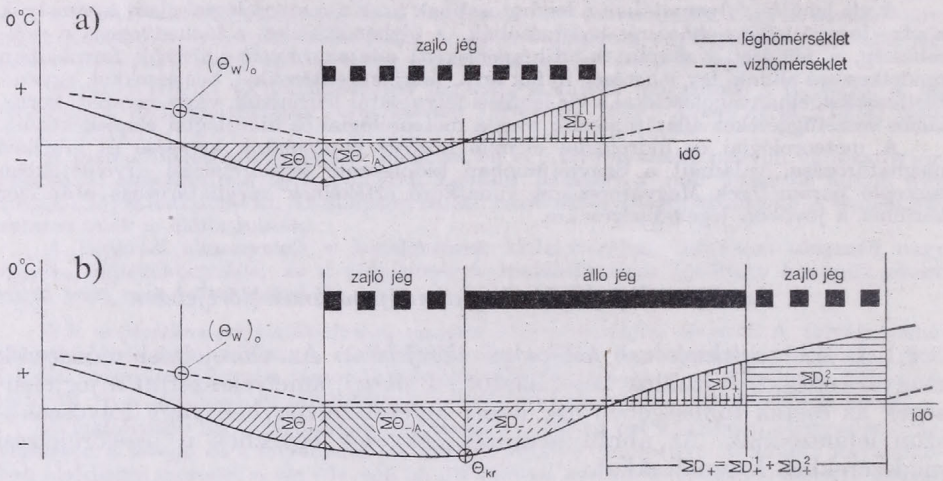
Állójég esetén a (ΣD_+) időszak két részre oszlik. Az első a pozitív hőmérsékletek megjelenésétől az állójég megindulásáig számolt időszak pozitív hőösszege (ΣD_+^1), a másik a jég megindulásától a jég eltűnéséig számolt időszak pozitív hőösszege (ΣD_+^2). Tehát az állójég esetében

$$\Sigma D_+ = \Sigma D_+^1 + \Sigma D_+^2$$

Ezután a kis kitérő után visszatérünk a jégmegjelenés középtávú előrejelzésének kérdéséhez.

Az előrejelzési módszernek az az alapja, hogy a jég megjelenéséhez szükséges negatív hőfok-napok (negatív napi középhőmérsékletek) összege a pozitív léghőmérsékletnek a negatívba való átmenetétől a jég megjelenéséig, valamint a pozitív léghőmérsékletnek a negatívba való átmenete idején mért ún.

kezdeti vízhőmérséklet között kapcsolat áll fenn (*Komarov*, 1947; *Suljakovszkij*, 1947; *Lászlóffy* és *Szesztay*, 1964, *Lászlóffy* és *Szesztay*, 1965). Ezen kapcsolat alapján meghatározott, szükséges negatív hőösszeg és a meteorológiai előrejelzések alapján várható negatív hőösszeg összehasonlításával meghatározhatjuk a jég várható megjelenésének napját, illetve megállapíthatjuk a jég meg nem jelenésének tényét a hőmérsékleti előrejelzés érvényességi idején belül.



1. ábra: A jégjelenségek és a velük kapcsolatos elemek időbeli változásának vázlata: *a)* zajló jég kialakulásakor, *b)* álló jég kialakulásakor

Az előbbiekben ismertetett alapgondolat figyelembevételével kezdtünk hozzá az előrejelzési egyenletek (kapcsolati görbék) kidolgozásához. A Dunát négy folyószakaszra osztottuk a kb. egynapos levonulási időnek megfelelően:

1. Pozsonytól Komáromig,
2. Komáromtól Budapestig,
3. Budapesttől Dunaföldvárig,
4. Dunaföldvártól Mohácsig;

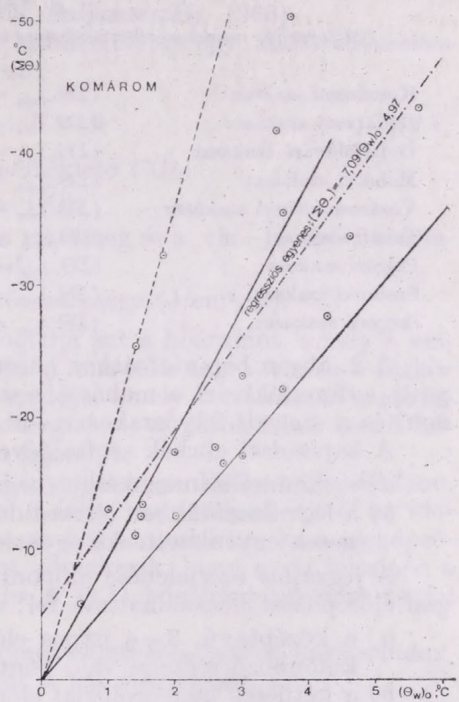
a Tiszát öt folyószakaszra osztottuk:

1. Tiszabecstől Vásárosnaményig,
2. Vásárosnaménytól Tokajig,
3. Tokajtól Polgárig,
4. Polgártól Szolnokig,
5. Szolnoktól Szegedig.

Az egyes dunai és tiszai folyószakaszokon belül kiválasztottunk több meteorológiai állomást, amelyeknek a tervezett feldolgozási időszakban (1955–1970) hosszú hőmérsékleti észlelési adatsora van, azonkívül a folyó közvetlen közelében helyezkedtek el.

A kiválasztott meteorológiai állomások hőmérsékleti észlelései alapján (általában a napi hőmérsékleti maximum és minimum összegének kettővel való osztásával) képeztük az állomások napi középhőmérsékleteit az őszvégi, téleleji csökkenő hőmérsékletű időszaktól a télvégi, tartósan pozitív hőmérsékletű időszakig.

A különféle folyószakaszokhoz tartozó állomások napi középhőmérsékleteiből kiszámítottuk az egyes folyószakaszokra az ún. vonalmenti (folyószakaszonkénti) napi középhőmérsékletek idősorát (a folyószakaszhoz tartozó állomások napi középhőmérsékleteinek összege osztva az állomások számával.) A vonalmenti középhőmérsékletek és a vízhőmérsékletek múltbeli idősorai segítségével kapcsolati görbéket szerkesztettünk olyan koordináta rendszerben, amelynek vízszintes tengelyén a kezdeti vízhőmérséklet $(\Theta_W)_0$ értékei, a



2. ábra: A jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszeg és kezdeti vízhőmérséklet kapcsolata; Komárom

függőleges tengelyén a jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszegek ($\Sigma\Theta_-$) értékei szerepeltek.

Az egymáshoz tartozó pontok halmazán keresztül kiegyenlítő egyenesek szerkeszthetők, amelyeket grafikusan határoztunk meg. A regressziós számítások alapján kapott egyenesek egyenleteit, amelyek kissé eltértek a grafikus kiegyenlítés alapján meghatározott egyenesektől, azért nem fogadtuk el, mert a kiegyenlítő egyeneseknek a 0 ponton kell keresztülhaladniok az elméleti meggondolások szerint és a regressziós egyenesek ezt a feltételt nem teljesítették.

A 2. *ábrán* a komáromi szakaszon, illetve szelvényben a jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszeg és a kezdeti vízhőmérséklet közötti kapcsolatot mutatjuk be. Az ábrán feltüntettük az alsó és felső burkoló görbéket, valamint a regressziós egyenest is.

A jégzajlás megjelenéséhez szükséges negatív hőösszegek és a kezdeti vízhőmérsékletek közötti kapcsolat egyenes egyenletével írható le, s ennek alapján az adott kezdeti vízhőmérsékletekhez tartozó legvalószínűbb negatív hőösszeg számítható.

Az egymáshoz tartozó pontok alsó burkoló görbéje is megszerkeszthető és szintén egyenes egyenletével írható le. Ezen egyenes egyenletével az adott kezdeti vízhőmérséklethez tartozó minimálisan szükséges negatív hőösszeg értéke határozható meg: $(\Sigma\Theta_-)$ min.

A leírt gondolatmenetet követve határoztuk meg a jégzajlás megjelenéséhez szükséges hőösszeg és a kezdeti vízhőmérséklet közötti kapcsolatokat a Duna négy és a Tisza öt folyószakaszára, illetve szelvényére.

I. TÁBLÁZAT

A jégzajlás megjelenéséhez szükséges hőösszeg számítására szolgáló egyenletek

	a)	b)
Komáromi szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -6{,}0\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -9{,}5\cdot(\Theta_w)_o$
Budapesti szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -3{,}3\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -6{,}3\cdot(\Theta_w)_o$
Dunaföldvári szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -4{,}4\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -8{,}0\cdot(\Theta_w)_o$
Mohácsi szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -3{,}3\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -6{,}5\cdot(\Theta_w)_o$
Vásárosnaményi szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -1{,}9\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -4{,}8\cdot(\Theta_w)_o$
Tokaji szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -2{,}4\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -5{,}7\cdot(\Theta_w)_o$
Polgári szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -3{,}8\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -7{,}7\cdot(\Theta_w)_o$
Szolnoki szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -3{,}2\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -6{,}6\cdot(\Theta_w)_o$
Szegedi szakasz:	$(\Sigma\Theta_-)_{min} = -3{,}4\cdot(\Theta_w)_o$	$(\Sigma\Theta_-) = -6{,}8\cdot(\Theta_w)_o$

A 2. ábrán bemutatotthoz hasonló kapcsolati görbéket kaptunk a budapesti, a dunaföldvári, a mohácsi, a vásárosnaményi, a tokaji, a polgári, a szolnoki és a szegedi folyószakaszra, ill. szelvényre is.

A kapcsolati görbék segítségével meghatároztuk

a) a minimálisan szükséges negatív hőösszeg és

b) a legvalószínűbben előforduló negatív hőösszeg értékeit kifejező egyenesek egyenleteit. Az egyenleteket az *I. táblázat* tartalmazza.

A jégzajlás megjelenése időpontjának előrejelzéséhez kétfajta meteorológiai előrejelzést használhatunk fel; éspedig:

a) a középtávú, 3—4 napos előrejelzés hőmérsékleti értékeit az ország különböző részeire való bontásban;

b) a kéthetes meteorológiai előrejelzést, amely 14 napos időszakra jelez előre hőmérsékleti minimum és maximum értékeket néhány napos időszakokra való bontásban.

Mindkét meteorológiai előrejelzés tartalmazza a jégelőrejelzés számára legfontosabb információt, a várható hőmérsékleti értékeket, valamint a napok számát, amire az előrejelzés vonatkozik. A kettő szorzata, vagy ha az előrejelzett időszak részidőszakokra bomlik eltérő hőmérsékleti értékekkel, a szorzatok összege az előrejelzett negatív hőösszeg.

A jég megjelenésének előrejelzése az egyenletek segítségével számított szükséges negatív hőösszegek és az előrejelzett negatív hőösszegek n ponként számított értékeinek összehasonlításából áll.

2.2. *Az őszi—téli jégzajlás kezdetének rövid távú előrejelzése.* A jégzajlás megjelenésének rövid távú előrejelzésére akkor kerülhet sor, amikor a középtávú előrejelzési módszer alapján várható, hogy a zajlás négy napon belül megkezdődik egy adott folyószakaszon. A rövid távú jégelőrejelzési módszerrel a középtávú előrejelzést ellenőrizhetjük, illetve pontosíthatjuk.

Zajló jég akkor alakul ki a folyókon, amikor a vízfelszín hőmérséklete — negatív léghőmérsékletek idején — 0 fokig lehűl. A víz felszínén úszó, néhány tizedmilliméter vastag hőmérsékleti határrétegben levő 0,005—0,2 °C

között változó túlhűlést nem vesszük számításba. A felszíni réteg alatt a víz hőmérséklete a víz turbulens mozgása következtében kialakuló keveredés ellenére ilyenkor még pozitív lehet.

A jégzajlás kezdeti időpontja előrejelzésének kérdése a vízfelszín 0 fokig történő lehűlése időpontjának meghatározásából áll.

A víz lehűlésének alapvető számítási módszere a hőmérleg módszer, amely egy adott folyószakasz összes pozitív (beérkező) és negatív (eltávozó) hőmennyiség értékét számba veszi (*Starolsolszky*, 1969; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975; *Lászlóffy és Szesztay*, 1965, *Suljakovszkij*, 1960).

A hőmérleg-egyenlet a víz–levegő határfelületen egy adott időszakra a víz lehűlésének időszakában a következő:

$$\alpha(\bar{\Theta}_W - \Theta_{SW}) + B = 0 \tag{2.1}$$

ahol $\bar{\Theta}_W$ – a vízfolyás közepes hőmérséklete (°C),

Θ_{SW} – a vízfelszín hőmérséklete (°C),

α – a hőátadási együttható a víztömeg és a víz–levegő határfelület között (J/cm^2, °C, d)

B – a határfelület fajlagos hőveszteségе (J/cm^2, d).

A 2.1 egyenlet első tagja magában foglalja azt a hőáramot, amely a vízfolyás belsejéből a határfelülethez érkezik. A második tag a víz és a légkör közötti hőcsere bonyolult folyamatának eredője, amely tartalmazza a rövidhullámú és a hosszúhullámú sugárzási energiákat, a párolgásból eredő hőveszteséget és a levegővel való közvetlen hőcserét.

A víz lehűlési folyamata során a (2.1) egyenlet egyenlősége addig áll fenn, amíg a vízfelszín határréteg hőmérséklete 0 fokig nem süllyed. Ettől az időponttól kezdve a hőmérsékleti egyensúly csak úgy marad fenn, ha a jégképződés latens hője felszabadul. Ebből viszont következik, hogy a víz felszínén a jég megjelenése csak akkor lehetséges, ha a (2.1) hőmérleg egyenlet tagjai között egyenlőtlenség áll fenn.

Figyelembe véve, hogy a vízfelszín hőmérséklete $\Theta_{SW} = 0$ és, hogy n index, egy olyan későbbi időpontot jelöl, amikor a jég megjelenik, az

$$\alpha_n \cdot (\Theta_W)_n \leq -B_n \tag{2.2}$$

egyenlőtlenség fejezi ki a jégképződés kezdetének feltételeit.

Más szóval a jég képződése akkor kezdődik, amikor a vízfolyás közepes hőmérséklete kisebb, mint a B_n/α_n hányados értéke, vagyis

$$(\Theta_W)_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n} \tag{2.3}$$

Ilyen módon a jégképződés kezdetének n időpontja a néhány nappal korábban előre kiszámított vízhőmérséklet és a B/α viszonyszám összehasonlításával határozható meg.

A folyókon a jég megjelenésének számolási módszerét *Suljakovszkij* (1960) dolgozta ki.

A vízhőmérséklet $(\Theta_W)_n$ kiszámítására az n időszak végéig *Suljakovszkij* (1960) – megfelelő átalakítások és kényszerű elhanyagolások után – a következő egyenletet ajánlja:

$$(\Theta_W)_n = (\Theta_W)_0 \cdot e^{-na_0} + \left(\bar{\Theta} + \frac{d}{k} + \frac{(\alpha+k)q_e}{\alpha k}\right)(1 - e^{-na_0}) \tag{2.4}$$

ahol $(\Theta_w)_o$ – a vízhőmérséklet az időszak kezdetén,

Θ – a várható léghőmérséklet közepes értéke az n időszak alatt,

e – a természetes logaritmus alapja,

a_o – paraméter $= \dfrac{\alpha \cdot k \cdot t}{(\alpha + k) \cdot hc\varrho}$

α – hőátadási együttható a víztömeg és a vízfelszín között $= (1745\bar{u} + 106\bar{w})$

$\bar{u}$ – a folyószakasz közepes áramlási sebessége az n időszak alatt (m/s),

$\bar{w}$ – a szélsebesség várható átlagos értéke az n időszak alatt (m/s)

c – a víz fajhője (kJ/kg, °C)

q – a víz sűrűsége (kg/m³)

k – a hőcsere együttható a vízfelszín és a levegő között, kifejezhető mint a léghőmérséklet és a szélsebesség függvénye (J/cm²·°C·d),

t – idő (1 nap)

h – a folyószakasz közepes vízmélysége az n időszak alatt (m),

d – a fajlagos hőcsere–együttható olyan hőmérséklet mellett, amely egyenlő a vízfelszín hőmérsékletével. Meghatározható, mint a hely szélességi fokának és az időpontnak a függvénye (J/cm²·d),

q_e – a fajlagos hőáramlás a folyómederből a víz felé. Meghatározható, mint a hely földrajzi szélességének, a hónapnak és a vízmélységnek a függvénye (J/cm²·d).

A k, d és q_e hőcsere, hőáram együtthatók értékei a szakirodalomban közölt táblázatokból könnyen meghatározhatók (*Suljakovszkij*, 1960; *Sztancsikova* 1973).

A (2.3) számú egyenlőtlenség jobb oldalának számlálójában szereplő B_n hőmennyiség számítására *Suljakovszkij* (1960) közelítő egyenletet javasol (jelöljük B'_n-vel):

$$B'_n = k\bar{\Theta} + d \tag{2.5}$$

A (2.5) egyenletben a már korábban ismertetett tényezők szerepelnek, így az egyenlet megoldása nem ütközik nehézségekbe.

A (2.3) egyenlőtlenség jobb oldalának nevezőjében szereplő α_n meghatározására *Suljakovszkij* (1960) szintén empirikus összefüggést javasolt:

$$\alpha = 1745u_n + 106w_n \tag{2.6}$$

Az egyenletben szereplő u_n az előrejelzett vízállásoknak megfelelő vízhozam alapján az előrejelzési szelvényben meghatározott *középsebesség* az n időszak végén, w_n pedig a *szélsebesség* előrejelzett értéke az adott szelvényben az n időszak végén.

A (2.3) egyenlőtlenség mindkét oldalának kiszámításához és összehasonlításához ismernünk kell a közepes vízmélység (h) értékeit is. Egy adott folyószakasz közepes vízmélységét adott vízállás mellett a

$$h = \frac{\bar{\Theta} \cdot \tau \cdot 86\,400}{F} \tag{2.7}$$

egyenlettel becsülhetjük.

A (2.7) egyenletben Θ az adott folyószakasz közepes vízhozama (m³/s); τ az átfolyási idő (nap); F a víztükörfelület nagysága (m²).

Az adott folyószakasz közepes vízhozamértéke meghatározható, mint az előrejelzésbe vont folyószakasz felső szelvényében levő vízhozam és az alsó szelvényben az előrejelzési időszak végén várható vízhozam közepes értéke.

A τ átfolyási idő értékét a következő egyenlettel becsülhetjük permanens állapot feltételezésével

$$\tau = \frac{L}{\bar{u} \cdot 86\,400}, \tag{2.8}$$

ahol L – az adott folyószakasz hossza (m),

u – az adott közepes vízálláshoz vízhozamhoz tartozó közepes áramlási sebesség (m/s) a vizsgált folyószakaszon.

A Duna és Tisza folyószakaszaihoz tartozó L folyószakasz hosszakat egyszerűen meghatározhatjuk a folyamkilométerek szerint.

A Duna és a Tisza hidrológiai jellemzőinek a (V.O.) folyószelvények alapján történt számítógépes feldolgozása lehetővé tette, hogy több vízhozamértékre kiszámíthassuk az adott folyószakaszok közepes áramlási sebességértékeit és a víztükörfelület nagyságait. Az egyes folyószakaszokon egy-egy rögzített vízhozamértékre kapott közepes sebesség és víztükörfelület értékek alapján kísérletet tettünk, hogy olyan egyenleteket írjunk fel, ami a gyakorlati igényeknek megfelelően általános formában fejezi ki a közepes áramlási sebességnek és a víztükörfelületnek a vízhozamtól való függőségét.

A folyószakaszokra parabolikus egyenleteket kaptunk.

Az előbbiekben leírtak ismeretében a (2.3) egyenlőtlenség mindkét oldala számítható és összehasonlítható. Az egyenlőtlenség teljesülése esetén az adott folyószakaszon és adott időpontban a jég megjelenése várható.

3. *A jégbeállás kezdeti időpontjának előrejelzése*

A jégbeállás kezdeti időpontjának előrejelzésére azután kerülhet sor, miután a folyószakaszokon a zajló jég már megjelent és további negatív léghőmérsékletek idején a zajlás erősödésére, a zajló jég mennyiségének növekedésére számíthatunk.

Összefüggő jégtakaró kialakulásához két feltétel teljesülése szükséges (*Komarov*, 1947; *Suljakovszkij*, 1960; *Balasova*, 1968; *Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

Először elegendő mennyiségű jéganyagnak kell összegyülekeznie, azaz a folyó víztömegének meghatározott hőmennyiséget kell leadnia a környezet felé, amit azt jelenti, hogy a negatív hőösszegnek jelentős értéket kell elérnie a jég megjelenésétől a jég beállásáig terjedő időszakban $(\Sigma\Theta_-)_A$.

Másodszor a megállt jégtakarónak meg kell fagynia. A fagyás folyamatának megfelelő intenzitással kell lezajlania, azaz az első feltétel teljesülése után a léghőmérsékletnek elegendően alacsonynak kell lennie; nem magasabbnak, mint az úgynevezett kritikus hőmérséklet (Θ_{kr}).

A szükséges negatív léghőmérsékleti összeg és a kritikus léghőmérséklet értéke a folyómeder morfológiai jellemzőitől a folyó adott szakaszán a hidraulikai feltételektől függ egy vizsgált időszakban.

Ha a két feltétel közül az egyik nem teljesül, a folyó nem áll be. Előbb el kell érni a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg értékét. Ezután a folyó csak akkor áll be, ha a léghőmérséklet egy kritikus értéknél alacsonyabb.

Suljakovszkij (1960) a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg és kritikus hőmérséklet kiszámítására a következő általános egyenleteket ajánlja:

$$(\Sigma\Theta_-)_A = -10{,}3 \cdot u^{1{,}22} \cdot b^{0{,}39} \tag{3.1}$$

$$\Theta_{kr} = -0{,}65 \cdot u \cdot b^{0{,}5} \tag{3.2}$$

ahol u – a víz közepes áramlási sebessége (m/s),
b – a szelvény szélessége (m).

Suljakovszkij (1960) számításait elvégeztük a jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeg egyenleteinek megállapítására, valamint a jégbeálláshoz szükséges kritikus hőmérséklet meghatározására a Dunára és a Tiszára.

A jégbeálláshoz szükséges negatív hőösszeget illetően azt kaptuk, hogy a Duna folyó alsó szakaszára (Dunaföldvár – Mohács) a *Suljakovszkij* (1960) által meghatározott egyenlet tökéletesen megfelel, a Duna felső szakaszára (komáromi és budapesti szelvény) viszont nem.

A Duna felső szakaszára javasolt új egyenlet:

$$(\Sigma\Theta_-)_A = -17{,}48 \cdot u^{1{,}144} \cdot b^{0{,}428}, \tag{3.3}$$

ami némileg különbözik a *Suljakovszkij* (1960) által javasolttól.

A Tisza folyóra a *Suljakovszkij* (1960) által javasolt egyenletet a beálláshoz szükséges negatív hőösszeg számítására minden további nélkül elfogadhatjuk.

A jégbeálláshoz szükséges kritikus hőmérsékletet illetően azt kaptuk, hogy a Dunára a *Suljakovszkij* (1960) által javasolt egyenlet némi módosításra szorul:

$$\Theta_{kr} = -0{,}423 \cdot u^{1{,}448} \cdot b^{0{,}476} \tag{3.4}$$

A Tisza folyóra a *Suljakovszkij* által javasolt egyenletet a beálláshoz szükséges kritikus hőmérséklet kiszámítására változtatás nélkül elfogadhatjuk.

A Duna és a Tisza kiválasztott szelvényeiben a különféle vízálláshoz (vízhozamhoz) tartozó áramlási sebességek meghatározására a szelvények vízhozamgörbéit használtuk fel.

A folyók szelvényeiben a különféle vízállásokhoz tartozó folyó-szélesség értékeket a keresztszelvények részletes értékelése után megállapított összefüggések adják.

Az előrejelzés a szükséges negatív hőösszeg és kritikus hőmérséklet kiszámításából és a várható léghőmérséklet naponta összegezett értékeivel való összevetéséből áll.

A megadott szelvényekben várható jégbeállás előrejelzéséhez először az első, majd második, harmadik, negyedik vagy a többi napon várható vízhozamértéket az írott vízhozamgörbék vagy egyenletek segítségével határozzuk meg.

A vízhozamértékek ismeretében kiszámítjuk az első, második stb. napon az adott keresztszelvényben várható áramlási sebességeket.

Ezután következik a szükséges negatív hőösszegek számítása az adott napra az előrejelzett vízállás alapján meghatározott vízsebesség és folyószélesség segítségével, a (3.1) és (3.3) egyenletek felhasználásával.

Meghatározzuk a hőmérsékleti előrejelzés alapján várható negatív hőösszeget is. Ha a szüséges negatív hőösszeg előjel szerint alacsonyabb, mint az előrejelzett, akkor áttérünk a második nap értékeinek kiszámítására, majd így haladunk addig, amíg a szükséges hőösszeg előjel szerint magasabb érték, mint az előrejelzett hőösszeg, vagy amíg a léghőmérséklet előrejelzésének érvé-

nyességi ideje lejár. Az előbbi esetben azaz a jég beállásához szükséges negatív hőösszeg elérése után áttérünk a második feltétel, a kritikus hőmérsékletek kiszámítására a (3.2) és (3.4) egyenlet felhasználásával.

A második feltétel teljesülése esetén, azaz, amikor a Θ_{kr} értéke előjel szerint magasabb, mint a várható léghőmérséklet aktuális középértéke, az adott napon a jég beállása várható.

4. *A jégtakaró megindulási időpontjának előrejelzése*

Az álló jégtakaró megindulásában és később a folyó teljes letisztulásában a termikus és mechanikus tényezők együttes, de változó súlyú hatásáé a főszerep. A termikus hatás által kiváltott olvadás jelentősen csökkenti a jégtakaró szilárdságát. A mechanikai erők (árhullám) összetörik a jégtakarót és elősegítik a jég levonulását. A két tényező együttes hatása Földünk más-más tájain igen eltérő súlyú lehet a jégtakaró megindulásának folyamatában.

Európa északi részein, északi irányú folyók esetében, az állójég megindulásában fontosabb a szerepe a *mechanikus* tényezőknek. A tavaszi árhullámok összetörik a jégtakarót még akkor, amikor a jég a folyó alsó szakaszán igen vastag és erős.

Európa déli tájain a déli irányú folyók esetében, az állójég megindulásának folyamata eltér az északi folyókétól. A tavaszi árhullámok a jégtakaró megindulása után, általában később jelentkeznek a folyókon. Ezeknek a folyóknak az esetében a jégtakaró megindulásában a *termikus* tényezőké a főszerep. Az állójég megindulásához szükséges hőmennyiség függ a jégtakaró vastagságától. Mennél vastagabb a jégtakaró, annál nagyobb hőmennyiség szükséges az állójég megindulásához.

A Dunát és a Tiszát a déli irányítottságú folyókhoz sorolhatjuk, amelyeken — néhány esetet kivéve — a jégtakaró megindulásának folyamata főként a *termikus* tényezőktől függ.

Az állójég megindulása és a jég teljes eltűnése folyamatának bonyolult volta miatt minden tekintetben megbízható, általános jellegű előrejelzési módszer ma még nem ismeretes. A jégmegindulás folyamatában részt vevő tényezők egy részét az alapvető adatok hiánya miatt nem vehetjük számításba.

A jég olvadásának számítása hőmérleg-módszer segítségével az alapadatok hiánya miatt lényegében ugyanolyan nehézségekkel küzd, mint amit a korábbi fejezetben már ismertettünk. Ezért jelenleg csak indirekt, egyszerűsített, közelítő számítási módszereket alkalmazhatunk.

A léghőmérséklet pozitív napi középértékeinek teljes összege felhasználható, mint a termikus hatás, a jégmegindításhoz szükséges hőmennyiség legegyszerűbb, indirekt jellemzője.

Az állójeges időszak alatt észlelt negatív napi középhőmérsékletek összege szintén szerepelhet, mint a jégvastagság indirekt jellemzője.

A jégmegindulás rövididejű előrejelzésének legegyszerűbb módszere a következő típusú, tapasztalati összefüggéseken alapszik *(Hydrological Forecasting Practices*, 1975).

$$\Sigma q = f(\Sigma D_-) \tag{5.1}$$

$$\Sigma q = f(d_g, \Delta H) \tag{5.2}$$

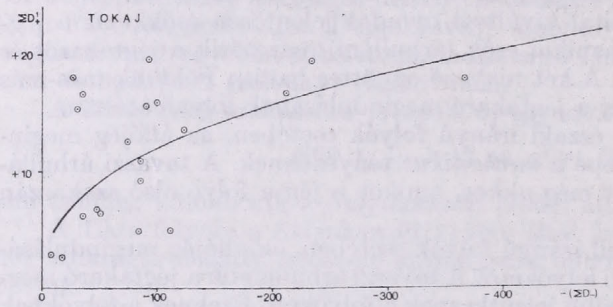
$$\Sigma q = f(\Sigma D_-, H_w) \tag{5.3}$$

ahol Σq – az a hőmennyiség, amely szükséges a kérdéses folyószakaszon a jég megindulásához,

ΣD_- — a negatív hőösszegek az állójeges időszakban,
d_g — a jégvastagság,
ΔH — a megindulás időpontjában észlelt vízállás és a téli alacsony vízállás különbsége,
H_W — a maximális téli vízállás.

A (5.1), (5.2) és (5.3) típusú két- vagy három változós tapasztalati összefüggés meghatározásával egyszerű, közelítő előrejelzési egyenleteket dolgozhatunk ki, amelyekkel kiszámíthatjuk a jég megindulásához szükséges pozitív hőösszegek értékét. Mindezek után a hőmérsékleti előrejelzés ismeretében az előrejelzések érvényességi idején belül jelezhetjük előre a jégmegindulás várható időpontját.

A Dunán és a Tiszán az álló jégtakaró általában akkor indul meg, amikor a tartósan hideg időjárás megenyhül, és az addig negatív léghőmérsékletek tartósan vagy erősen pozitív értékűek lesznek.



3. ábra: A jégmegindításhoz szükséges pozitív hő összeg; Tokaj

Az állójégnek a pozitív léghőmérsékletek hatására történő megindulása elsősorban a jégbeállás alatti negatív hőösszeg értékétől — közvetve az állójég vastagságától —, függ. A jég megindulása kezdődhet akkor is, ha mesterséges bevatkozást hajtanak végre (robbantás, jégtörők alkalmazása). Ilyen esetben az érintett folyószakaszokon hőmérsékleti alapon történő előrejelzés értelmetlenné válik, ezért az állójég megindulásának előrejelzését nem végezzük el.

Az 1946–1970 időszak téli hónapjaiban a Duna és a Tisza korábban felsorolt szelvényeiben megkerestük azokat az időpontokat, amikor a negatív léghőmérsékletek pozitív értékre váltottak, valamint azokat a napokat, amikor az állójég megindult. A pozitív hőmérsékletek megjelenésének időpontjától az állójég megindulásáig összegeztük a vonalmenti napi középhőmérsékleteket (ΣD_+^1)

Ezek után olyan kétváltozós kapcsolati görbéket szerkesztettünk, amelynek vízszintes tengelyén az állójég megjelenésének napjától a pozitív hőmérsékletek megjelenésének napjáig összegezett negatív hőösszeget (ΣD_-) tüntettük fel. A függőleges tengelyen a pozitív hőmérséklet megjelenésének időpontjától az állójég megindulásának napjáig összegezett pozitív hőösszeget mértük fel. Az egymáshoz tartozó pontok halmazán keresztül kiegyenlítő görbéket szerkesztettünk.

A *3. ábrán* a tokaji szelvényben az állójég megindulásához szükséges pozitív összeg és az állójég megjelenésének napjától a pozitív hőmérsékletek megjelenésének napjáig összegezett negatív hőösszegek közötti kapcsolatot, illetve kiegyenlítő görbét mutatjuk be.

Megjegyezzük, hogy a kapcsolati görbék megrajzolása a pontok nagymértékű szórása miatt igen nehéz feladat. Azonkívül a Dunán a feldolgozott időszakban kevés, mindössze hat esetben észleltek állójeget.

A kétváltozós kapcsolatok pontosabbá tételére harmadik változó alkalmazását terveztük az (5.2) és (5.3) egyenleteknek megfelelően. Megkíséreltük a téli (minimális) vízállásértékeket meghaladó vízállás különbségeknek és a téli maximális vízállásoknak segédváltozókénti használatát is.

A segédváltozók alkalmazása sem a Tiszára, sem a Dunára nem hozta meg a remélt eredményt, így ezek alkalmazásáról – egyelőre – lemondtunk.

Meghatároztuk a kapcsolati görbék egyenleteit, amik közül a budapesti és dunaföldvári szelvény egyenlete egyenes, a többi szelvényé parabolikus jellegű. A kapcsolati görbék egyenleteit a *II. táblázat* tartalmazza ($A/\Sigma D_-$) negatív előjelétől eltekintünk.)

II. TÁBLÁZAT

Az állójég megindulásához szükséges pozitív hőösszegek számítására szolgáló egyenletek

Komáromra:	$(\Sigma D_+^1) = 2{,}25 \cdot (\Sigma D_-)_{0{,}344}$
Budapestre:	$(\Sigma D_+^1) = 0{,}113 \cdot (\sum D_-)$
Dunaföldvárra:	$(\Sigma D_+^1) = 0{,}091 \cdot (\Sigma D_-)$
Mohácsra:	$(\Sigma D_+^1) = 1{,}325 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}6}$
Vásárosnaményra:	$(\Sigma D_+^1) = 0{,}967 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}497}$
Tokajra:	$(\Sigma D_+^1) = 1{,}957 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}394}$
Polgárra:	$(\Sigma D_+^1) = 0{,}717 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}5}$
Szolnokra:	$(\Sigma D_+^1) = 1{,}928 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}442}$
Szegedre:	$(\Sigma D_+^1) = 2{,}57 \cdot (\Sigma D_-)^{0{,}383}$

A jégmegindulás előrejelzése abból áll, hogy a pozitív léghőmérsékletek megjelenése után a (ΣD_-) érték ismeretében meghatározzuk a jégmegindulás-hoz szükséges pozitív hőösszegeket (ΣD_+^1) az előrejelzési egyenletek segítségével, majd ezt az értéket összevetjük az előrejelzés kiadásának napjáig észlelt tényleges pozitív középhőmérsékletnek és a hőmérsékleti előrejelzésből számított, várható pozitív hőösszegek összegével. Ha az utóbbi érték nagyobb, mint a szükséges pozitív hőösszeg, az adott napon a jég megindulása várható.

5. *A jég eltűnése időpontjának előrejelzése*

A tartósan pozitív léghőmérsékletek megjelenésével a folyókról a jég letisztul. A jég eltűnésének jelensége kétféle előzmény után játszódhat le. Az első esetben a negatív léghőmérsékletek összege nem éri el azt az értéket, ami az állójég kialakulásához szükséges. Ilyen esetben csak zajlójég keletkezik, ami a pozitív léghőmérsékletek megjelenésével bizonyos idő után eltűnik. A másik esetben állójég alakul ki, ami pozitív hőmérsékletek megjelenése után előbb felszakadozik, zajlójég alakul ki, ami további pozitív léghőmérsékletek hatására tűnik el. Az előrejelzéshez felhasznált

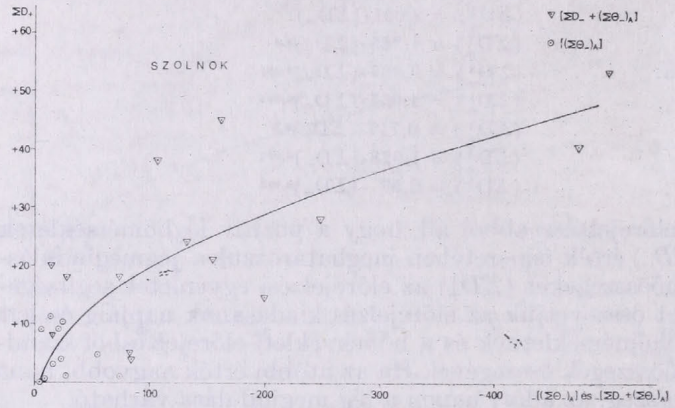
a) hidrológiai információk:

1. A jégzajlás megjelenésének dátuma
2. A jégbeállás kezdetének dátuma
3. A jégbeállás végének dátuma
4. A jégzajlás végének időpontja;

b) meteorológiai információk:

1. A zajlójég megjelenésétől az állójég kezdetének időpontjáig, vagy a pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjáig terjedő időszak negatív középhőmérsékleti összege ($\Sigma\Theta_-/_A$.
2. Az állójég megjelenésének időpontjától a pozitív léghőmérsékletek időpontjáig terjedő időszak negatív középhőmérsékleteinek összege (ΣD_-).

3. A pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjától a jégjelenségek eltűnésének időpontjáig terjedő időszak pozitív középhőmérsékleteinek összege (ΣD_+), ami csak zajlójég kialakulása esetén egyetlen időszakot foglal magában, a pozitív hőmérsékletek megjelenésétől a jég eltűnéséig; állójég kialakulása esetében az időszak két részre oszlik, az egyik a pozitív léghőmérsékletek megjelenésének időpontjától az állójég megindulásának időpontjáig tart és ezen időszak alatt (ΣD_+^1) pozitív léghőmérsékleti összeg gyűlik össze, a másik a jég megindulásának időpontjától a jég teljes eltűnéséig tart és a pozitív középhőmérsékleti összege (ΣD_+^2).



4. ábra: A jég eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszeg; Szol

4. Tényleges napi vonalmenti léghőmérsékletek $(\Theta)_i$ a pozitív léghőmérsékletek megjelenésétől az előrejelzés kiadásáig.
5. A léghőmérséklet előrejelzett értéke $(\overline{\Theta})$.
6. A hőmérsékleti előrejelzés érvényessége (n).

A jég teljes eltűnésének előrejelzése úgy történik, hogy a pozitív léghőmérsékletek megjelenése után a folyamatosan összegezett napi vonalmenti középhőmérsékletek alapján meghatározzuk azt a negatív hőösszeget, ami az első zajlójég megjelenésétől a pozitív hőmérsékletek megjelenéséig adódik $(\Sigma\Theta_-)_A$, vagy $(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)$ a folyószakaszokra. Ezen érték birtokában kétváltozós kapcsolati görbék segítségével meghatározott előrejelzési egyenletek segítségével kiszámíthatjuk a jég eltűnéséhez szükséges pozitív hőmérsékleti összeget (ΣD_+), majd ezt az értéket összevetjük az előrejelzés kiadásának napjáig észlelt tényleges pozitív napi vonalmenti hőösszegek és a hőmérsékleti előrejelzés alapján számolt napi hőösszegek összegével. Ha az utóbbi érték nagyobb, mint a szükséges pozitív hőmérsékleti összeg, az adott napon a jég eltűnése várható.

Állójég esetén előbb a megindulás előrejelzéseit végezzük el, a jég teljes eltűnésének előrejelzése a jég megindulása után lehetséges. Az előrejelzési egyenletek segítségével mindig a (ΣD_+) értékét határozzuk meg, és mivel a jég megindulásáig összegyülekezett pozitív hőösszeg (ΣD_+^1) már ismert, az eltűnéshez szükséges pozitív hőösszeg:

$$(\Sigma D_+^2) = (\Sigma D_+) - (\Sigma D_+^1) \qquad (6.1)$$

A *4. ábrán* a szolnoki szelvényben a jég teljes eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszeg és a kezdeti jégzajlástól a pozitív hőmérsékletek megjelenéséig terje-

dő időszakban a negatív hőösszeg közötti kapcsolatot, illetve kiegyenlítő görbét mutatjuk be.

A kapcsolati görbék szerkesztése a pontok jelentős szórása miatt nem volt könnyű feladat. Sajnos a kapcsolat szorosabbá tételére tett kísérletünk harmadik változó bevonásával nem járt sikerrel.

A kapcsolati görbék egyenleteit a Duna és a Tisza adott szelvényeire külön-külön meghatároztuk. A komáromi és budapesti szelvény egyenlete lineáris, a többi szelvényé parabolikus jellegű. A kapcsolati görbék egyenleteit a *III. táblázat* tartalmazza. (A $(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)$ negatív előjelétől eltekintettünk).

III. TÁBLÁZAT

A jég teljes eltűnéséhez szükséges pozitív hőösszegek számítására szolgáló egyenletek

Komáromra:	$\Sigma D_+ = 0{,}071\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)] - 0{,}8$
Budapestre:	$\Sigma D_+ = 0{,}135\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]$
Dunaföldvárra:	$\Sigma D_+ = 0{,}435\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}792$
Mohácsra:	$\Sigma D_+ = 1{,}278\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}649$
Vásárosnaményra:	$\Sigma D_+ = 1{,}789\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}5$
Tokajra:	$\Sigma D_+ = 2{,}584\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}444$
Polgárra:	$\Sigma D_+ = 0{,}995\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}52$
Szolnokra:	$\Sigma D_+ = 1{,}5\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}558$
Szegedre:	$\Sigma D_+ = 3{,}135\,[(\Sigma\Theta_-)_A + (\Sigma D_-)]0{,}442$

Megjegyezzük: ha nagy álló jég nem alakul ki, akkor az egyenletekben szereplő (ΣD_-) értéke értelemszerűen egyenlő nullával, és az egyenletekkel számított szükséges pozitív hőösszeg arra az esetre érvényes, amikor csak zajlójég volt a folyószelvényben.

6. *Az előrejelzési módszerek továbbfejlesztésének lehetőségei*

Jelen tájékoztató a jég elleni védekezés hatékonyságát növelő, hazánkban is alkalmazható jégelőrejelzési módszereket mutatja be. A módszerek előnye, hogy a jégjelenségek különféle előrejelzési módszereiben az Országos Vízjelző Szolgálatnál jelenleg is rendelkezésre álló hidrológiai és meteorológiai adatokat, információkat használják fel, így a gyakorlati alkalmazás lehetősége adva van.

A módszerek kidolgozása az első lépést jelenti a jég elleni védekezést segítő, operatív előrejelzési munkában, így a módszerek állandó javítása, az előrejelzési gyenletek pontosítása fontos további feladat marad.

A különféle jégjelenségek javasolt előrejelzési módszereiben kényszerű elhanyagolások, közelítő számítások, becslések, empirikus megoldások vannak, amelyek csökkentik a jégelőrejelzések pontosságát. A jégelőrejelzések pontosságának további csökkenése esetenként a meteorológiai előrejelzések bizonytalanságának rovására írható.

Fontos lépés a jégelőrejelzési módszerek továbbfejlesztésében *a folyami klímaállomások* létesítése. Ezeken a klímaállomásokon lehetőség nyílik a jégelőrejelzéshez szükséges alapadatok, elemek mérésére is és így a pontos paraméterek meghatározására. Néhány év múlva az összegyűjtött mérési anyag felhasználásával szükséges lesz az előrejelzési módszerek felülvizsgálata, továbbfejlesztése, az előrejelzési módszerek finomítása.

Mint minden előrejelzési módszernek, a jégelőrejelzéseknek is alapvető fel-

tétele a jégjelenségekre vonatkozó hidrológiai alapadatok észlelésének pontossága, ameiy jelenleg még sok kívánnivalót hagy maga után. Ezért a jövőben több gondot kell fordítani a jégészlelések és vízhőmérséklet mérések pontosságára, és az új, esetleg automatizált észlelési módszerek bevezetésére.

Az előrejelzési egyenleteknek a legújabb adatok feldolgozását követő pontosítása, finomítása után a jégjelenségek előrejelzésére ajánlott komplex előrejelzési módszer a jég elleni védekezés mindennapos gyakorlatában várhatóan jól használható módszer lesz.

IRODALOM

Árkay, R., Csanádi, N., Csoma, J., Fazekas, A., Hajós, L., Kiss, J., Philipp, I., Sipos, B., Starosolszky, Ö., Szilágyi, J., Szőke, Sz., Törőcsik, Gy., Vágó, J. és Vukovári, A., 1973: *A jégvédelem kézikönyve.* (Szerk.: Sipos Béla) VIZDOK, Budapest

Balasova, J. V., 1968: *Szosztojanyije i praktyicseszkoje iszpolzovanyije metodov kratkoszrocsnüh prognozov zamerzanyija rjek i vodohranyiliscs.* Obzor. Gidrometcentr. SzSzSzR. Obnyinszk.

Csoma, J., 1968: A Tisza jégjelenségeinek előrejelezése. *Vízügyi Közlemények 3*, 326–364.

Galli, L., Gerő, Gy., Ivicsics, F. Kovács, D., Litauszki, J., Nagy, I., Polgár, L., Starosolszky, Ö., Szappanos, Z., Szenti, J., Szolyori, P., Vágás, I., Ziegler, K. és *Zorkóczy, Z.*, 1974: *Árvízvédekezési kézikönyv.* OVH kiadvány, Budapest

Horváth, S.: 1979: A Duna jégviszonyai. *VITUKI Közlemények, 21*

Hydrological Forecasting Practices, 1975: *WMO-Operational Hydrology*, Report No. 6. Geneva, Switzerland

Komarov, V. D., 1947: Metodü kratkoszrocsnüh prognozov vremeni pojavlenyija szala i usztanovlenyija ledosztava na rjekah. *Trüdü CIP, 2/28*

Lászlóffy, W. und *Szesztay, K.*, 1964: Vorhersage der Eisverhältnisse in Flüssen mit besondere Berücksichtigung der Donau. *2. Konferencz der Arbeitsgemeinschaft der Donauländer für hydrologische Vorhersagen*, Wien

Lászlóffy, W., Szesztay, K., 1965: A folyók jégviszonyainak előrejelzése, *Beszámoló a VITUKI 1962. évi munkájáról.* OVF kiadv., Budapest

Starosolszky, Ö., 1969: A jég a vízépítésben. *VITUKI, Tanulmányok és kutatási eredmények. 27*

Suljakovszkij, L. G., 1947: K metodike kratkoszrocsnüh prognozov zamerzanyije i vszkrütyije rjek. *Trudü CIP, 5/32*

Suljakovszkij, L. G., 1960: *Pojavlenyije lda i nacsalo ledosztava na rjekah, ozerah i vodohranyiliscsah. Raszcsotü dlja celej prognozov.* Gidrometeoizdat, Moszkva

Sztancsikova, A., 1973: Usztanovlenyije zaviszimosztyej dlja prognoza ledovüh javlenyij na osznovanyii raszcsota elementov teplovogo balansza i na osznovanyii predpologaemogo razvityija meteorologicseszkih elementov. *Raboczaja gruppa po naucsnoj gidrologii baszejna rjeki Dunaja pri Dunajszkoj Komisszii.* Szbornyik rabot. I. Ledovüj rezsim, 123–151. Budapest

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 1. szám. 1982. január–február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 86. No. 1. Jan.–Feb. 1982. Budapest

Hazánk természeti erőforrásai – Légköri erőforrások

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

Előzmények. Közgazdasági számvetések szerint a XX. század hagyatékában negatív tételként a túlnépesedés és az élelmezési gondok mellett nem lesz elhanyagolható az *energiakészletek* kimerülésének veszélye sem.

Mindenesetre a készletekkel könnyelműen gazdálkodó korunkban már világszerte tapasztalhatók az energiatakarékossági intézkedések és új energiaforrások keresése.

A világ gazdasági rendszerének belső kapcsolatai révén ezek a gondok és törekvések többé-kevésbé áthatják minden közösség, nemzet, állam gazdasági és társadalmi életét. Népgazdaságunknak is elsőrendű érdeke az ország energiamérlegében az egyensúly biztosítása.

Az energia-világválság kezdetén, mintegy másfél évtizede *Erdei Ferenc* az MTA főtitkára, egyúttal az Agrárgazdasági Kutatóintézet igazgatója, átlátva a természeti energiaforrások komplex jellegét, felhívta az illetékesek figyelmét erre a sokoldalú együttműködést igénylő feladatra. Az Erdei Ferenctől származó gondolatot *Szádeczky-Kardoss Elemér* akadémikus, az MTA X., Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának első osztályelnöke felkarolta. Javaslatára az 1965-ben alakult X. Osztály *„A természeti erőforrások kutatása és feltárása"* elnevezésű témát, mint a földtudományok kiemelt kutatási feladatát ajánlotta az Osztály érdekeltségi köréhez tartozó kutatóhelyek figyelmébe.

Minthogy az újonnan alakult Osztály a bányászaton kívül a geodézia, a geológia, a geofizika, a geokémia, a geográfia és a meteorológia tudományágait is – lényegében a földtudományok túlnyomó részét – magában foglalta, ezért a komplexen értelmezett természeti erőforrások kutatása az MTA keretében a legmegfelelőbb gondozásba került.

Ismeretes, hogy az 1960-as évek elején kidolgozott *Országos Távlati Tudományok Kutatási Terv* (OTTKT), amelyben a X. Osztály kiemelt kutatási témája is helyet kapott, inkább az országos kutatási tevékenységet áttekintő és összefoglaló terv volt, szervezetileg biztosított anyagi eszközök híján a kutatási tevékenységet országos szinten érdemben nem befolyásolta (Társ. Szemle, 1969). A Tudománypolitikai Bizottság kezdeményezésére az 1970–1985. időszakra kidolgozott OTTKT-ben – immáron szervezettebb felosztásban – a természet- és társadalomtudományok tekintetében a MTA kapott megbízást az egyes tudományágak koordinálására az egész országra kiterjedő elvi, módszertani, javaslattevő és véleményező feladatkörrel.

Az újra fogalmazott OTTKT-ben országos és tárcaszintű kutatási *főirányokat*, ill. *programokat* különböztetünk meg. A főirány jórészt alapkutatásokkal új tudományos ismeretekre irányul, a kutatási program ezzel szemben általában már feltárt ismere-

tekre támaszkodik, s inkább fejlesztési irányú kutatás. A X. Osztály említett kiemelt kutatási témája: „*Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása*", mint tárcaszintű főirány szervezetileg is az MTA gondozásába került. A főiránynak a tervtanulmányban kifejtett célkitűzése a geofizikai, geokémiai és geológiai módszerek fejlesztésére, a szénhidrogének és egyéb energiaforrások felhalmozódási, áramlási és elhelyezkedési törvényszerűségeire irányult, kiegészítve az ezekhez kapcsolódó földrajzi vizsgálatokkal.

Minthogy a geofizikai és geológiai kutatások irányítója a *Központi Földtani Hivatal* (KFH), amelynél a két tudományág kutatási kapacitásának többsége összpontosul, *Erdei Ferenc*, az MTA főtitkára 1970. végén felkérte a KFH elnökét, *Fülöp József* akadémikust a tervtanulmány megvalósításának irányítására. 1970–1980 között a KFH sok figyelmet és nem csekély anyagi erőt fordított a természeti erőforrások egyre szélesebb körű tudományos vizsgálatára (Fülöp, 1980).

A X. Osztály figyelemmel kísérte a főirányban végzett kutató munkát s erről évről-évre beszámolt az MTA közgyűlésein (MTA, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1980).

A főirány országos szintre emelése

Az Elnökség elé terjesztett beszámolók szerint a földtani kutatások kapcsolatai az építészettel (városfejlesztés, település), a mezőgazdasággal (növénytermesztés, talajtan), a vízügyekkel (vízgazdálkodás), a meteorológiával (időjárási, éghajlati hatások) olyan mértékben megerősödtek, hogy ennek kapcsán kívánatossá vált az eredetileg geológiai, geofizikai célkitűzésű főirány tematikai és szervezeti kibővítése más természeti erőforrásokkal, ill. a megfelelő tudományágakkal.

Hasonló gondolattal és javaslattal zárult az MTA X., *Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának* és a IV., *Agrártudományok Osztályának* 1978-ban tartott, a főirány eredményeit értékelő együttes osztályülése. A javaslatokból kiindulva a X. Osztály a KFH-val együtt, a IV. Osztály egyetértő támogatásával javasolta az MTA Elnökségének (1979. I. 30.) a főirány országos szintre emelését a tematika kibővítésével, valamint az irányítás új, tárcaközi szervezetének kialakításával.

Az előterjesztésben a X. Osztály – az 1978. évi együttes osztályülés nyomán – meghatározta a természeti erőforrások tágabb értelmű fogalomkörét. Ezen „*az ország természeti adottságainak mindazon elemeit értjük, amelyek az anyagi termelés adott (de időben változó) szintjén a tudomány gyarapodó eredményeinek egyre hatékonyabb körű működésével, ill. felhasználásával gazdaságosan vehetők igénybe a társadalom igényeinek kielégítésére, a népgazdaság fejlesztésére. Ilyenek az ásványi nyersanyagok, a termőtalaj, a víz és a légkör, valamint az élővilág bizonyos anyagai*" (MTA, 1980).

Az MTA Elnöksége egyetértett a javaslattal (1979. I. 30.). Végül is a *Minisztertanács* 1979. III. 22-i és a *Tudománypolitikai Bizottság* (TPB) 1979. IX. 9-i határozatával az eddig tárcaszintű főirány „*Az ország természeti erőforrásainak átfogó tudományos vizsgálata*" címen kapott helyet az országos szintű főirányok között.

A főirány történetének ebben a szakaszában, amikor a földtan patronálásából kiválva szélesebb tematikával, magasabb szintű szervezeti formában van hivatva a magyar népgazdaság érdekeit szolgálni, elismeréssel adózunk a KFH irányító munkájának. Végső jelentésében *Fülöp József* (1980) jóleső érzéssel (és szerintünk elfogulatlan, széles látókörrel) állapíthatta meg, hogy a földtani kutatás, amelyet a felszabadulást követőleg az

energiatermelés helyreállítása, a nehézipar ásványi nyersanyagszükséglete vitt rohamléptekkel előre, a főirány felkarolásával a jövő elébe vágó missziót vállalt, amit most szívesen oszt meg az időközben töretlenül fejlődött szakterületekkel.

Az országos szintű főirány tervezési és szervezési előmunkálatai

A Minisztertanács és a TPB határozatait követőleg az MTA illetékes szervei megkezdték – az illetékes főhatóságok bevonásával – az országos szintű főirány tematikai és megvalósítási tervének (a meteorológiai tervezésben ennek a kifejezőbb *„feladat- és végrehajtási terv"* felel meg), valamint szervezeti rendszerének kidolgozását.

Általános vélemény szerint ez a megalapozó munka döntő jelentőségű a főirány sorsát illetően. A megoldandó feladat és nehézségei a következők.

A *tematikai terv* a természeti erőforrások fogalmi meghatározásának megfelelően több tudományterület számára *egységes* célkitűzésű, de *különböző* tárgyú feladatokat jelöl ki. Az egységes, *közös* célkitűzés megkívánja a kutatások *koordinálását*, a *megvalósítás* szakaszában ellenben a kutatás bázisintézményekre, kutató csoportokra *osztódik*. A heterogén eredmények szintézisének folyamatában újból az egységes célkitűzés megkívánta *koordináció* lép előtérbe. Az irányítás dialektikájának ezt a sajátos megnyilatkozását a koordinálás rugalmas metodikájával lehet feloldani, de a metodika a tervezési mechanizmusban maga is kutatási feladatként jelentkezik.

A koordinálás szintetizáló szakaszában a különböző erőforrások egységes *értékelésének* feladata metodikailag egyáltalában nem tisztázott nehézségeket okoz.

Az erőforrások felhalmozódott készletének és hozamának valaminő mértékkel (pl. pénzértékkel) történő kifejezése (becslése) az ún. *nem megújuló* (nem pótolható) erőforrások (pl. ásványi nyersanyagok) esetében nagyobb nehézségek nélkül megoldható (ilyen becslések és prognózisok több-kevesebb tudományos megalapozással napjainkban is napvilágot látnak) annál inkább, mivel sok esetben *exportálható* energiakészletekről (pl. szén, gáz, olaj) lévén szó, értékük nemzetközi értékmérőkkel is kifejezhető. Ennél jóval nehezebb feladat a *megújuló* erőforrások, különösen a *légköri* (időjárási, éghajlati) erőforrások készletének, hozamának egyértelmű értékelése és a többi erőforrás értékével szükségszerűen megkívánt *összemérése*. Ugyanezek (így pl. a talajadottságok) helyhez kötöttek, *nem exportálhatók*. A légköri erőforrások vonatkozásában ez a kérdés *(a meteorológiai szolgáltatások gazdasági haszna)* régóta foglalkoztatja a *Meteorológiai Világszervezetet* (WMO). Az *Országos Meteorológiai Szolgálat* (OMSZ) – a WMO megbízásából – éveken át sikerrel foglalkozott a meteorológiai szolgáltatások (végeredményben légköri erőforrások) hasznának értékelésével. Eredményei mintául szolgálhatnak más erőforrások értékelésekor és végső soron az ország természeti erőforrásainak szintézisénél jelentkező feladat megoldásában.

A *koordinálás* hármas feladata az előzőek szerint:

a) *a tematikai tervezésben:* a közös célkitűzés szem előtt tartásával a különböző tárgyú kutatásoknak *azonos* kutatási irányba terelése,

b) *a végrehajtás tervezésében:* a *sajátos* fejlesztési, módszertani kutatások biztosítása kutatóbázisokon, csoportokban,

c) *az eredmények szintézisében:* újból a *közös* célkitűzések érvényre juttatása, *egységes* értékelési metodika kidolgozása.

Belátható, hogy ennek a hármas feladatnak csak olyan testület tehet eleget, amelynek tagjai a tudományterületek potens, hozzáértő, de nagy áttekintő képességű, elfogulatlan, tudománypolitikailag érett, felelősségteljes gazdái, vezetői. Ez a testület a tervezés és végrehajtás fázisaiban olyan tanácsadó szervet igényel, amelynek kezdeményező, véleményező (elbíráló) javaslatai elegendők az irányító testület állásfoglalásainak megalapozására. Végül a vezető és tanácsadó testületeken kívül szükséges egy *operatív* szerv is, amely gondoskodik a vezetés és koordinálás technikai feltételeiről, a tervek és eredmények összefoglalásáról s ahol szükséges, egységes módszerek kidolgozásáról.

Ennek a sokrétű megalapozó feladatnak előkészítő munkájában jelentős segítséget nyújtott két osztályközi tudományos ülésszak.

Az egyik az MTA 1980. évi közgyűléséhez kapcsolódó együttes ülésszaka volt az *Agrártudományok*, a *Föld- és Bányászati Tudományok* és a *Biológiai Tudományok Osztályainak*. Az MTA főtitkárhelyettesének, *Láng István* akadémikusnak vezetésével *„Az agroökológiai potenciál felmérése"* című témában végzett kutatások bemutatott eredményei a koordinálás vázolt feladatainak megoldásában jelentős segítséget nyújthatnak.

A másik ülést az MTA 1981. évi közgyűléséhez kapcsolódva a X. Osztály *Földtani Tudományos Bizottsága* szervezte, témája *„A földtani természeti erőforrások népgazdasági jelentősége"* volt. Az ülésen beszámoltak a bányászat, a mezőgazdaság és a vízgazdálkodás geológiai vonatkozású témáinak kutatási eredményeiről is. A légköri erőforrásokról rövid tájékoztató hangzott el azzal az ígérettel, hogy a *Meteorológiai Tudományos Bizottság* az 1981. évi Meteorológiai Tudományos Napok témájául *„A légköri erőforrások átfogó tudományos vizsgálata"* című témakört tűzi ki.

Az országos szintű főirány szervezete

Az MTA főtitkárának, *Pál Lénárd* akadémikusnak vezetésével összeült tárcaközi értekezlet 1981. IV. 29-én döntött a főirány szervezeti felépítéséről. Az előzőkben részletesen ismertetett feladatkörrel 3 testületet bízott meg. Az országos szintre emelt főirány *irányító szerve* az illetékes főhatóságok (ÉVM, IPM, KFH, MÉM, MTA, OMSZ, OVH) képviselőiből álló *Tárcaközi Bizottság*. Vezetője: *Pál Lénárd* akadémikus, az MTA főtitkára. Az OMSZ képviselője itt: *Antal Emánuel* kandidátus, az OMSZ elnökhelyettese. A Tárcaközi Bizottság javaslattevő, véleményező testülete: a *Tudományos Tanács*. Elnöke: *Fülöp József* akadémikus, a KFT elnöke. Meteorológus tagjai: *Béll Béla* akadémiai levelező tag és *Mészáros Ernő*, a földtudományok doktora, a *Meteorológiai Tudományos Bizottság* elnöke.

A főirány operatív feladatait ellátó szerv a *Koordináló Iroda*. Vezetője: *Tóth Miklós*, a műszaki tudományok doktora,a *Bányászati Tudományos Bizottság* elnöke.

A főirány keretében végzendő kutatások költségeinek fedezéséről az érdekelt főhatóságok gondoskodnak.

Az országos szintre emelt főirány tematikai és megvalósítási terve

A tárcaközi értekezlet (1981. IV. 29.) némi módosítással elfogadott egy tematikai és megvalósítási előtervet, amelyet előzőleg (1981. IV. 17.) egy „ad hoc" szakértő bizottság megvitatott. Ez az előterv *(Láng István* és munkatársainak összeállításában) szerkezeténél fogva jó alapanyag lehet a szakterületek konkrét témáival történt kiegészítés után a végleges terv összeállítására.

Az előterv kétbemenetelű táblázatban tartalmazza a főirány célkitűzésének megfelelő közös *kutatási irányokat* (megvalósítandó feladatokat),

ill. a tudományterületek szerint megosztott természeti *erőforrás-csoportokat.* Ilyenformán a központi koordinálás által megfogalmazott közös *kutatási irányoknak* az *erőforrás-csoportok* mindegyikében kijelölhetők a szakterületek által megadandó *témák,* a megfelelő *bázisintézményekkel.* Lényeges követelmény, hogy ezek a konkrét témák megfelelő időzítéssel szerepeljenek a kutatóbázisok éves feladat- és végrehajtási terveiben, esetleg a végrehajtó kutatócsoport (vagy ennek vezetője) megnevezésével. Végül az előterv tartalmazza az egyes témákban elért eredmények *szintézisével* kapcsolatos, az egyes erőforrások egységes értékelésének, felmérésének módszertanára irányuló kutatási feladatokat.

Az előterv 3 közös kutatási irányt jelöl ki az ezekhez fűződő általános, közös feladatokkal. Ezek:

a) A természeti erőforrások *bővítési lehetőségének* és feltételeinek megismerését célzó kutatások.

b) A természeti erőforrások *számbavételét* és egységes *értékelését* szolgáló *módszertani* kutatások.

c) A természeti erőforrások *számbavétele* és *értékelése,* a vizsgálatok eredményeinek és következtetéseinek kidolgozása, *helyzetképek* készítése.

Látható, hogy a kijelölt kutatási irányok minden erőforráscsoportban alapvető feladatként foghatók fel, mindössze az egyes témák s az alkalmazandó módszerek különböznek az egyes tudományterületeken, ill. erőforráscsoportokban.

Az előterv a következő 4 *erőforráscsoportot* különbözteti meg:

A) *Ásványi nyersanyag-előfordulások.*
B) *Vízelőfordulások.*
C) *Termőföldek.*
D) *Légköri erőforrások.*

Minden erőforráscsoportban az *a), b), c)* kutatási irányokra elosztva a megfelelő tudományágak bázisintézményei 8–10 konkrét kutatási témát jelöltek meg. Ezek egyeztetése a *Tudományos Tanács,* végleges tervbeiktatása és az ezzel kapcsolatos állásfoglalás a *Tárcaközi Bizottság,* a végrehajtással kapcsolatos központi operatív munka a *Koordináló Iroda* feladata.

A *D* erőforráscsoportban *(Légköri erőforrások)* az egyes kutatási irányok szerint csoportosítva a következő konkrét témákat találjuk (zárójelben a bázisintézmény és a befejezési, beszámolási év):

aD1: Az éghajlati erőforrások mezőgazdasági hasznosítása (OMSZ, 1983).

aD2: A nap- és szélenergia hasznosítása lehetőségeinek kutatása (OMSZ, 1983).

aD3: Az időjárási károk (fagy, jégeső) elleni védekezés továbbfejlesztése (OMSZ, 1984).

bD1: A meteorológiai információk hasznosítása módszerének kidolgozása, a légköri erőforrások adatbázisának megteremtése (OMSZ, 1983).

bD2: A nap- és szélenergia-értékelés módszertani sajátosságának kidolgozása, az értékelési módszerek továbbfejlesztése (OMSZ, 1983).

bD3: Az időjárási károk elleni védekezés *beruházás/haszon*-kulcsának módszertani vizsgálata (OMSZ, 1984).

cD1: A légköri erőforrás-kataszterek elkészítése és a légköri erőforrás-értékelés elvégzése (OMSZ, 1984).

cD2: Légköri erőforrásaink adottságainak nemzetközi összehasonlító vizsgálata (OMSZ, 1984).

cD3: Az időjárási károk elleni védekezés *kár/haszon*-helyzetképének elkészítése (OMSZ, 1982).

cD4: Helyzetkép készítése légköri erőforrásainkról és azok hasznosításáról (OMSZ, 1982).

Az OMSZ 1981. évi kutatási és fejlesztési feladatterve

A feladatterv elkészítésekor az OMSZ, mint az országos szintű fő-

irány légköri erőforráscsoportjának bázisintézménye, az ismertetett tematikai és megvalósítási előterv koncepcióit, de ezeken kívül az OTTKT, egyéb témáinak meteorológiai igényeit, valamint saját kutató kapacitásának fejlesztési előirányzatait vette figyelembe.

A kutatási fejlesztési feladatterv az OMSZ 1981-re tervbe vett tudományos tevékenységét 6 főtémakörben foglalja össze. Ezek közül az első:

1. főtéma: „AZ ORSZÁG TERMÉSZETI ERŐFORRÁSAINAK ÁTFOGÓ, TUDOMÁNYOS VIZSGÁLATA c. országos szintű kutatási főirányhoz kapcsolódó kutatások."

A főtéma 5 témára oszlik. Ezek az éghajlati erőforrások gazdaságos felhasználásával, az éghajlati világprogramhoz kapcsolódó kutatásokkal, a sugárzási- és a szélenergia országos felmérésével, a jégeső elleni védekezés módszertani és kárfelmérő célkitűzéseivel a főirány aD2, bD2, aD3, bD3 és cD3 témáihoz csatlakoznak.

A főirány átfogó jellegét, a népgazdaság fejlődésével célul tűzött kapcsolatát, nem különben a légköri erőforrások sokoldalú felhasználását mutatja, hogy a számos külső és belső, tényleges és várható igényeket szem előtt tartó *OMSZ-kutatási és fejlesztési terv* többi főtémája is többékevésbé összefügg, eredményeiben pedig föltétlenül össze fog kapcsolódni a főirány témáival.

Összefoglalás

Az országos szintű főirány szervezési és tervezési, megalapozó munkáját, mint első lépéseket, kedvezőknek ítélhetjük a főirány távlati fejlődése szempontjából.

Előrelátható volt, hogy az előkészítés során alaposan meggondolt *célkitűzés* meggyőző s az ennek nyomán kitűzött „kutatási irányok" a társadalom és a népgazdaság igényeit szolgálják. Nehezebb feladat — s megvalósításához nem csak munkára, hanem türelemre is szükség lesz — a kutatási irányokat kiegészítő és teljessé tevő összehangolt *tematika* és az ehhez szükséges *koordináció* biztosítása.

Az előterv egyes erőforrás-csoportjaiban az egymástól többé-kevésbé függetlenül bejelentett témák még nem tekinthetők a főirány tudományos gépezetében olajozottan összekapcsolódó fogaskerekeknek, a gépezetnek még konstrukciós fejlesztésre van szüksége ahhoz, hogy a népgazdaságnak a kívánt mértékben használna legyen.

A tervezés nyelvén szólva az előterv témáinak összeegyeztetése, a témák részleteinek kidolgozása, a népgazdasági igények időtényezőit s a témák belső kapcsolatait figyelembe vevő célszerű *ütemezés* látszik egyelőre a legsürgősebb feladatnak az előterv véglegesítése és távlati kiterjesztése szempontjából. Ez a feladat, valamint az előkészítéshez szükséges időtartam előrelátható megállapítása a Tudományos Tanácsra vár. A kutató bázisintézmények időközben megkezdhetik a terv megvalósításába bekapcsolandó kutatóhelyek, tanszéki csoportok stb. számbavételét és az együttműködés előkészítését.

Tekintettel a főirány programjának előkészítésében tapasztalt céltudatos, irányító munkára, a meteorológusok várakozással és bizalommal tekintenek a többoldalú együttműködés jövője felé s ebben készséggel vesznek részt.

HIVATKOZÁSOK

Fülöp J. 1980: Az ország természeti erőforrásainak átfogó tudományos vizsgálata. Előadás az MTA X. Osztályának 1981. május 6-i tudományos ülésén.

Magyar Tudományos Akadémia: Közgyűlési beszámolók, 1972: 341. o., 1973: 475. o., 1974: 114. o., 1975: 265. o., 1976: 400. o., 1980: 196. o.

Az MSZMP tudománypolitikai irányelvei. Társadalmi Szemle XXIV., 7–8. szám, 47–70.

KRÓNIKA

METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS NAPOK, 1981

A hetedik „Meteorológiai Tudományos Napok" rendezvény lebonyolítására 1981. november 19- és 20-án került sor a Magyar Tudományos Akadémia székházában. Az Országos Meteorológiai Szolgálat és a MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága által rendezett ülésszak „A környezetvédelem és időjárásmódosítás meteorológiai kérdései" címet viselte. A rendezők célja egyrészt annak illusztrálása volt, hogy a környezetvédelemben a meteorológia milyen szerepet játszik, másrészt érzékeltetni akarták a meteorológia és a légköri kutatás fontosságát olyan gyakorlati problémák megoldásában, mint a növénykultúrák védelme a jégeső okozta károk ellen.

A meteorológia szerepe a környezetvédelemben kettős. Az első feladat a légszennyező anyagok légkörre gyakorolt hatásainak vizsgálata, amely más szavakkal az esetleges antropogén klímaváltozások tanulmányozását jelenti. Tekintve, hogy a klímaváltozások kérdéseivel az 1980-as „Meteorológiai Tudományos Napok" rendezvénye foglalkozott, ez a problémakör nem szerepelt az idei programban. A másik feladatot a légkörbe bocsátott szennyezőanyagok terjedésének, átalakulásának és kihullásának vizsgálata, végső soron numerikus modellezése jelenti. Ezekkel a számításokkal és mérésekkel a levegő állapotának függvényében meghatározható, hogy adott emissziós feltételek esetén a levegőben milyen koncentrációk alakulnak ki, illetve milyen terhelés éri a levegőből a bioszférát (beleértve az embert is) és a hidroszférát. A bioszférára és a hidroszférára gyakorolt hatások megállapítása már természetesen más tudományágak feladatát képezi.

A másfélnapos rendezvény első délelőttjén az előadók elsősorban a szennyezőanyagok légköri terjedésével foglalkoztak. Így *Fekete Katalin, Popovics Mária* és *Szepesi Dezső* összefoglalták azokat az eredményeiket, amelyeket a légszennyező anyagok transzmissziójának kutatása terén értek el. *Iványi Zsuzsa* és *Mersich Iván* bemutatták az atomerőművek légszennyező hatásának numerikus vizsgálatára szolgáló modelljüket, majd *Mersich Iván* vázolta a domborzat figyelembevételére kidolgozott módszerét. A gázokhoz képest eltérően terjednek a levebőben az ülepedő aeroszol részecskék. Ezzel a kérdéssel *Tóth György* foglalkozott. *Szabó Éva* érdekes előadásban ismertette a nagy hőfelszabadulással járó égési folyamatok modellezési lehetőségeit.

A második félnap előadásainak célja a légköri átalakulás és az ülepedés megtárgyalása volt. *Bérczes Tibor* és *Mészáros Ernő* a városi légszennyeződés fontos problémájáról, a fotokémiai szmogképződés meteorológiai és kémiai folyamatairól tartott áttekintő előadást. Ezt követően *Várhelyi Gabriella* nyugatnémet társszerzőkkel végzett kutatásainak eredményeiről számolt be „Kénvegyületek vertikális légköri koncentrációeloszlásának vizsgálata egydimenziós légköri modell segítségével" címmel. *Horváth László* összefoglalta a magyar csapadékkémiai mérések eredményeit, majd *Horváth László, Mészáros Ágnes, Mészáros Ernő* és *Várhelyi Gabriella* ismertette, hogy a Balatont a levegőből milyen mértékű nitrogén és foszfor terhelés (ülepedés) éri.

Az érdeklődéssel kísért előadásokból egyértelműen kiderült, hogy a magyar meteorológusok, a társtudományok szakembereivel összefogva készen állnak a környezetvédelem meteorológiai problémáinak megoldására. További erőfeszítéseket kell tennünk, hogy a bemutatott módszerek, modellek és eredmények a hazai gyakorlatban méginkább felhasználásra kerüljenek.

Az időjárás módosítás lehetséges változatai (mesterséges esőkeltés, ködoszlatás, jégkárok elleni védelem stb.) közül Magyarországon elsőként a jégeső okozta károk elleni védekezést vezették be. Ezt az a közismert tény indokolja, hogy hazánkban a jégkárok milliárd forintos nagyságrendűek. Általános értelemben ez az eljárás is környezetvédelmi tevékenység azzal a különbséggel, hogy ez esetben biológiai környezetünket a természet csapásaitól igyekszünk megóvni.

Wirth Endre „A jégesőelhárítás első öt éve Magyarországon: tények, nehézségek és perspektívák" c. előadásában vázolta azokat a fontos eredményeket, amelyeket a baranyai rendszer szakemberei az első öt évben elértek. Ugyanakkor hangsúlyozta, hogy a még eredményesebb védekezéshez a jövőben elmélyült tudományos és műszaki vizsgálatok szükségesek. A zivatarfelhőkben végbemenő folyama-

tok módosítása nyilvánvalóan megköveteli a jégesőgócok megfelelő radaros kimutatását, illetve a konvektív felhőgócok mozgásának nyomon követését. Ezekről a kérdésekről rendre *Györe Simon, Markó Tamás* és *Sövér Ferenc*, illetve *Györe Simon, Kőhegyi István* és *Wirth Endre* tartottak előadást. A beavatkozás eredményességének *fizikai* megítélése ún. jégesőindikátorokkal történik, amelyek a lehulló jégszemek kinetikus energiáját mérik. Az ilyen jellegű megfigyelések reprezentativitását *Zoltán Csaba, Székely Csaba* és *Sövér Ferenc* tárgyalta.

Az utolsó félnap előadásait összegezve megállapíthatjuk, hogy a hazai jégeső elleni védekezési kísérletek máris komoly népgazdasági hasznot hajtottak. Így érthető, hogy a megfelelő szervek a beavatkozási kísérletek kiszélesítését tervezik. Véleményünk szerint az operatív munkáknak megfelelő felhőfizikai kutatásokkal kell párosulnia.

Mészáros E.

*

A TUDOMÁNYOS KONZULTATÍV BIZOTTSÁG ÜLÉSE BUDAPESTEN

A szocialista országok hidrometeorológiai (meteorológiai) szolgálatainak vezetői konferenciája keretében működő Tudományos Konzultatív Bizottság 1981. december 1–4. között tartotta rendkívüli ülését Budapesten. Az ülés munkájában nyolc szocialista ország, nevezetesen Bulgária, Csehszlovákia, Lengyelország, Magyarország, Mongólia, a Német Demokratikus Köztársaság, Románia és a Szovjetunió képviselői vettek részt.

A VIII. (XVI.) Igazgatói Konferencia a Bizottság rendkívüli ülésének feladatát a közösen végzett tudományos kutatások témái 1981–1985. évekre vonatkozó munkaterveinek kidolgozásában és jóváhagyásában határozta meg. Az értekezlet – a témákat koordináló szolgálatok képviselőinek előterjesztésében – 19 téma ötéves munkatervét vitatta meg. A Bizottság – tagjainak egyhangú döntésével – 11 téma munkatervét hagyta jóvá, 4 téma esetében pedig a munkaterv tervezetét fogadta el, azzal a fenntartással, hogy a soronkövetkező munkaértekezletek feladata az adott témák végleges munkatervének kidolgozása. Azon témák esetében, amelyek kidolgozásához munkaterv nem készült, a Bizottság szakértői értekezleteket kért fel a témák tartalmának pontosítására és megfelelő munkatervek kidolgozására. Az egyeztetett álláspontok hiánya, valamint a koordinátor szolgálat kijelölésének nehézségei miatt a Bizottság törölte a közös témák listájáról a korábbi 10. számú témát (Hidrometeorológiai információs rendszerek automatizációjának fejlesztése). A Számítástechnikai és Automatizálási Munkacsoport (RGVTA) témajavaslatát a Bizottság elfogadta és a IX. (XVII.) Vezetői Konferencián jóváhagyásra javasolja.

A közösen végzett munkák hatékonyságának fokozása, a tudományos kutatási eredményeknek a gyakorlatba történő bevezetésének meggyorsítása, valamint a költség- és munkamegosztás továbbfejlesztése érdekében a Tudományos Konzultatív Bizottság felhívta a koordinátor és végrehajtó szolgálatok figyelmét a tudományos együttműködés korábban kidolgozott elveinek szigorú betartására.

Dévényi D.

*

AZ IAMAP HARMADIK TUDOMÁNYOS KÖZGYŰLÉSE

A különböző nemzetközi tudományos uniók munkáját az „International Council of Scientific Unions" (ICSU) koordinálja. Az ICSU egyik fontos uniója az „International Union of Geodesy and Geogphysics" (IUGG), amely a különböző földtudományokat összefogó ún. asszociációkból épül fel. Ezek egyike az „International Association of Meteorology and Atmospheric Physics" (IAMAP). Az IUGG közgyűléseit négyévenként tartja. Ezeken a közgyűléseken intézik az unió adminisztratív és tudományos ügyeit, illetve választják meg a tisztségviselőket. A meteorológia és kégkörfizika területén végzett kutatások kiszélesedése miatt az IAMAP elhatározta, hogy az IUGG közgyűlései között, szintén négy évenként, tudományos ülésszakokat szervez, amelyeken kapcsolatot teremthetnek egymással a különböző bizottságaiban tevékenykedő szakemberek. Az IAMAP ugyanis bizottságok együttese, amelyek a légköri tudományok egyes részterületeivel foglalkoznak. Az IAMAP tudományos bizottságai a következők:

Nemzetközi Sugárzási Bizottság,
Nemzetközi Ózon Bizottság,
Nemzetközi Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság
Nemzetközi Felsőlégköri Bizottság,
Nemzetközi Dinamikus Meteorológiai Bizottság,
Nemzetközi Poláris Meteorológiai Bizottság,
Nemzetközi Felhőfizikai Bizottság,
Nemzetközi Légelektromos Bizottság,
Nemzetközi Éghajlati Bizottság.

Az IAMAP Harmadik Tudományos Közgyűlését 1981. augusztus 17. és 18. között Hamburgban (NSZK) tartotta. Az egyes szimpóziumokat a fenti bizottságok szervezték. Magyarországot az ülésszakon kilenc szakember képviselte, akik összesen hét előadást tartottak (lásd később). A továbbiakban elsősorban azon bizottságok konferenciáit ismertetjük, amelyeken magyar előadások is elhangzottak.

A közgyűlésen nagy érdeklődést váltott ki a Nemzetközi Éghajlati Bizottság által szervezett négy konferencia. Ezek a következők voltak.

1. *Éghajlatingadozások és kapcsolatuk a trópusi atlanti térséggel.* Az előadások zöme az óceán és a légkör közötti hőátadás mérésével, modellezésével foglalkozott. Ezek közül is kiemelt figyelmet érdemel *B. J. Hoskins* (Anglia) előadása, melyben a szerző megkísérelt fizikai magyarázatot adni a trópusi óceánok hőmérsékleti anomáliáira és a magasabb földrajzi szélességek időjárása közötti kapcsolatra.

2. *Éghajlatingadozások az elmúlt ezer évben.* E témakörben elhangzott mintegy tucatnyi előadás több oldalról igyekezett újabb adatokkal szolgálni az elmúlt századok éghajlatának pontosabb leírásához. Az eddig már elég jól leírt jellegzetes ingadozások (éghajlati optimum, majd „kis jégkorszak") mellett főleg olyan ingadozások találhatók, amelyek nem voltak homogének sem térben, sem időben.

3. *Antropogén hatások a városi és a regionális éghajlatra.* Az utóbbi években intenzív kísérletek kezdődtek a trópusi övezet nagyvárosainak éghajlati vizsgálatára. Az a vélemény alakult ki, hogy a trópusi nagyvárosok is melegebbek környezetüknél, annak ellenére, hogy ott a fűtés miatt kevesebb hő szabadul fel, mint a közepes szélességeken. Japán kutatók szerint a városi hősziget intenzitása egyenes arányban van a lélekszám négyzetgyökével. Elég jól kimutatható a csapadék növekedése, különösen a konvektív csapadékok esetén.

4. *Adatbázisok és előrejelzési technikák.* A kissé megtévesztő cím mögött elsősorban hosszú távú előrejelzési módszerek technikájának ismertetésére került sor. Mint az *J. Namias* összefoglaló előadásában is hangsúlyt kapott, a használatos módszerek skálája igen széles: statisztikai, szinoptikai, hidrodinamikai eljárások egyaránt találhatók, de egyikük sem nélkülözheti a gyakorlott előrejelzők jelenlétét. A módszerek egyre inkább figyelembe veszik a hosszú időskálájú folyamatokat, illetve hatásokat (tengerfelszín hőmérséklet, hó- és jégtakaró stb.).

E sorozat keretében hangzott el *Ambrózy Pál, B. Szlahányi Judit, Gulyás Ottó* és *Kaba Magdolna* előadása a Magyarországon folyó hosszú távú előrejelzések technikájáról és fejlesztésük irányáról (az előadást *Ambrózy Pál* tartotta).

A nemzetközi Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság a közgyűlésen két tudományos konferenciát szervezett. Az első *„Az óceánok levegőkémiai jelentősége"* címet viselte. Az előadók elsődleges célja a különböző légköri nyomgázok és aeroszol részecskék tengeriforrás-erősségére vonatkozó nézetek megvitatása volt. Különösen érdekes előadásokat hallhattunk a redukált kénvegyületek óceánokból történő felszabadulását illetően. Ezen a szimpóziumon *Várhelyi Gabriella* tartott előadást „A légköri sórészecskék képződési sebességének megbecslése aeroszol- és csapadékkémiai mérések alapján" címmel (társszerző *G. Gravenhorst*, NSZK). Előadásában kimutatta, hogy az óceánok felszínére évente sokkal több tengeri só érkezik, mint ezt régebben feltételezték. Ebből következik, hogy a források erőssége többszöröse az irodalomban általánosan elfogadott értéknek. A bizottság másik szimpóziuma *„A vulkánkitörések levegőkémiai szerepe"* címmel került megrendezésre. Az óceánok (és a bioszféra) mellett a vulkánok is fontos légköri nyomanyag források. Az egyes vegyületek ciklusának meghatározásához elengedhetetlen a vulkánkitörések alkalmával a levegőbe kerülő anyagmennyiségek megbecslése. A kibocsátott anyagok fontos szerepet játszanak a sztratoszféra, és általában a légkör hőmérlegének kialakításában. Különösen fontos a kéngázok emissziójának megmérése, mivel ezek a gázok a sztratoszférában aeroszol részecskékké alakulnak át. A közhiedelemmel ellentétben a klimatikus hatásokat ezek a részecskék és nem a vulkanikus hamu okozzák. A kérdésnek a Szent Ilona vulkán (USA, Washington állam) 1980. évi kitörései adtak külön jelentőséget. A kitörések levegőkémiai és éghajlati hatásairól *J. P. Friend* (USA) tartott összefoglaló előadást.

A legtöbb magyar előadás a Felhőfizikai Bizottság két rendezvényén hangzott el. A *„Mezoskálájú megfigyelések és a rövid távú előrejelzés"* problémáival foglalkozó ún. „nowcasting" konferencia az ülésszak kiemelkedő eseménye volt. A Felhőfizikai Bizottság mellett a szervezésbe más bizottságok (Sugárzási és Dinamikus Meteorológiai Bizottság), sőt kívülálló szervezetek (ESA és COSPAR) is bekapcsolódtak.

A két és fél napos ülésen 5 tárgykörben hangzottak el előadások:

1. Mezoskálájú időjárási rendszerek szerkezete, fejlődése és mechanizmusa.

2. Módszerek a mezoskálájú műholdas megfigyelési adatok interpretálására, analízisére és kontrolljára.

3. Módszerek a mezoskálájú földi megfigyelési adatok interpretálására, analízisére és kontrolljára.

4. Igen rövid távú előrejelzés mezoskálájú megfigyelések extrapolációja alapján.

5. Igen rövid távú előrejelzés mezoskálájú numerikus modellek segítségével.

Kitűnt, hogy e témák művelése csakis a hagyományos, valamint a radar és műhold adatok együttes, digitális feldolgozásával végezhető el.

A szimpóziumon három magyar előadás szerepelt. *Bodolainé Jakus Emma* „Radarral végzett csapadékmérések felhasználása a csapadék rövid távú előrejelzésében", *Molnár Gyula* „Nimbus 5 sugárzási adatok mezoská-

lájú analízise szerkezeti függvények alapján" és *Tänczer Tibor* „Rövid távú csapadékelőrejelzés" címmel tartott előadást.

Közvetlenül a szimpóziumot követően került sor a WMO által patronált ülésre, amelyet a felhasználói igények és új rendszerek a lokális időjárási információk továbbítására, valamint az igen rövid távú operatív előrejelzési rendszerek témakörben rendeztek. Az előadásokból a hallgatóság képet nyerhetett az igen rövid távú előrejelzés, így a veszélyjelzés magasszintű ellátására kialakított technikai megoldásokról, amelyek magukban egyesítik az információk összegyűjtését, azok számítógépes feldolgozását és „display"-n történő komplex megjelenítését.

A „Kondenzációs és jégmagvak" c. konferenciát a Felhőfizikai Bizottság Nukleációs Albizottsága rendezte. A konferencia célja a felhőcseppek és jégkristályok keletkezésére vonatkozó legújabb nukleációs kutatások áttekintése volt. Az elhangzott előadások anyaga az „Időjárás" jövő évi kötetében jelenik meg. Ezen a konferencián *Mészáros Ernő* és *Várhelyi Gabriella* „Az antropogén szulfát részecskék hatása a felhők csapadékképző hatékonyságára Európa fölött", míg *Mészáros Ágnes* „Az aeroszol részecskék koncentrációjának és összetételének évszázados változása regionális háttér levegőben" (lásd: Időjárás, 85. évf. 4. sz.) címmel tartotta meg előadását.

A közgyűlés alatt az egyes bizottságok számos ún. „business" ülést is tartottak, amelyeken szervezési és adminisztratív ügyekkel foglalkoztak. A Felhőfizikai Bizottság és a Nukleációs Albizottság ülésén a tagok egyhangúlag elfogadták a Magyar Tudományos Akadémia és az Országos Meteorológiai Szolgálat meghívását. Így a Nukleációs Albizottság következő konferenciáját 1985-ben Budapesten rendezik meg „Légköri aeroszolok, kondenzációs és jégmagvak" címmel. A szervezésben a Levegőkémiai és Globális Szennyeződési Bizottság is szerepet vállalt.

Ambrózy P. – Mészáros E. – Tänczer T.

*

METEOROLÓGIAI MEGFIGYELŐ RENDSZEREK OPTIMALIZÁLÁSÁVAL FOGLALKOZÓ SZAKÉRTŐI CSOPORT

Az 1970-es években az elektronikai ipar és a távközlés terén bekövetkezett fejlődés a távérzékelés és az automatizáció révén a meteorológiai megfigyelések korábban sosem tapasztalt korszerűsödését eredményezték, melynek következtében az Időjárási Világszolgálat alaprendszere új komponensekkel, új megfigyelőrendszerekkel gazdagodott. E folyamatban jelentős szerepet játszott a Globális Légkörkutatási Program keretében kitűzött első globális kísérlet, valamint a vele kapcsolatos alprogramok előkészítése és végrehajtása, a kísérletek során alkalmazott speciális megfigyelőrendszerek: a kísérleti műholdak, a hordozóballon-rendszer, a hajókon végzett magaslégköri megfigyelések, aerosztátok, úszó bóják rendszere, valamint az automatikus repülőgépes megfigyelőrendszer. A felsorolt rendszerek közül némelyik azóta polgárjogot nyert a megfigyelő alaprendszerben (úszó bóják rendszere) és további korszerű megfigyelőrendszerek keletkeztek (ASDAR).

Ebben a helyzetben joggal vetődött fel, hogy a meteorológusoknak foglalkozniok kell a megfigyelőrendszerek optimalizálásával. A Meteorológiai Alaprendszerek Bizottságának 1974-ben Belgrádban tartott ülésén ezért a fenti kérdés tanulmányozására létrehoztak egy szűkkörű szakértői csoportot, mely – összetételében ugyan időközben bővülve – azóta is tevékenykedik. A szakértői csoport (Study Group on the Best Mix of Observing Systems) vezetésére *Kapovits Albertet* kérték fel.

Hamar kiderült a feladat szokatlan bonyolultsága, melyet azzal jellemezhetünk, hogy a különböző léptékű időjárási folyamatok megfigyeléséhez különböző megfigyelőrendszerek adataira van szükség, és újabb különbözőség áll fenn attól függően, hogy rutin megfigyelésekről vagy tudományos kísérletekről van szó, s mindehhez ráadásul figyelembe kell venni az adott földrajzi terület országainak gazdasági, technikai fejlettségét. Nyilvánvalóvá vált az is, hogy a szakértői csoport érdemi tevékenysége a Globális Légkörkutatási Program első globális kísérlete során nyert adatok értékelésétől várható, legalábbis a nagyméretű időjárási folyamatokra vonatkozóan.

A szakértői csoport munkáját levelezés útján végezte, néhány tagja azonban alkalmanként részt vehetett olyan értekezleteken, ahol a megfigyelőrendszerekben beállott vagy bekövetkező változásoknak az időjárás-analízisre és előrejelzésre gyakorolt hatása is szóba került. Közülük említésre méltó a NAOS egyezmény megújítását előkészítő értekezlet, mely az észak-atlanti térség időjárási hajófenntartásának szükségességét vizsgálta. Ennek során a szakértői csoport résztvevő tagjainak segítségével összefoglalták a megfigyelőrendszerek kvalitatív és kvantitatív értékelésére alkalmas eljárásokat, minőségileg értékelték a megfigyelő alaprendszer jelenlegi komponenseinek szerepét és kidolgozták a gazdaságossági kérdések vizsgálatának szempontjait.

Az Időjárási Világszolgálat alaprendszerei integrálása gondolatának felvetődésével széles körű világméretű vizsgálatok vannak kibontakozóban a Meteorológiai Világszervezet koordinálásával. Ennek során számos olyan megfigyelési kísérletet szerveznek, melyek eredménye közelebb viszi a szakértői csoportot feladatának teljesítéséhez.

Ilyen körülmények között került sor a szakértői csoport első ülésére 1981. szeptember 6. és 12. között Readingben, Shinfield Parkban,

az Angol Meteorológiai Szolgálat Kollégiumában. Az értekezleten angol, amerikai, holland, kenyai, magyar, nyugatnémet, norvég, portugál szakértők és az Európai Középtávú Időjárási Előrejelző Központ munkatársai vettek részt, valamint a Meteorológiai Világszervezet titkárságának képviselői. Az ülésen a szakértői csoport elnöke, *Kapovits Albert* elnökölt.

Értékelték a szakértői csoport tevékenységét, áttekintették az első globális légkörkutatási kísérlet eddigi eredményeit, összefoglalták az Időjárási Világszolgálat integrálására irányuló megfigyelőrendszer-kísérletek jelenlegi állását, szervezését és számos javaslatot tettek azokkal kapcsolatban. Mindezek tükrében megvitatták a szakértői csoport jövőbeli munkáját. Javasolták egy Ideiglenes Koordinációs Bizottság felállítását a megfigyelő alaprendszer átalakítására irányuló vizsgálatok koordinálására, mely elképzelhető, hogy átveszi a szakértői csoport feladatainak egy részét. Az értekezlet megbízta a szakértői csoport elnökét, hogy az ülés eredményeiről számoljon be a Megfigyelő Alaprendszer Munkacsoportjának 1981 novemberében megrendezésre kerülő soron következő (harmadik) ülésén.

Kapovits A.

*

WMO SZAKÉRTŐI ÉRTEKEZLET A HOSSZÚTÁVÚ ELŐREJELZÉSRŐL

Kilenc meghívott szakértő és hat WMO tisztségviselő részvételével 1980 szeptember 1–5. között Genfben szakértői értekezlet tekintette át a hosszútávú (1 hónapos és hosszabb) előrejelzés helyzetét és perspektíváit. Az értekezletet megnyitó *A. Wiin-Nielsen* hangsúlyozta, hogy az időjárási folyamatok egymásutánjának előrejelezhetősége kb. 1 hét, ezért a hosszútávú időjárás-előrejelzésben (HE) a légkör viselkedésének általános jellemzőit csak a meteorológiai változók bizonyos átlagos értékein kersztül írhatjuk le. A Meteorológiai Világszervezet főtitkára ugyancsak kiemelte, hogy az operatív HE-ben alkalmazott módszerek ez idő szerint nem eléggé pontosan körülhatároltak, így a HE-nek nincs általánosan elfogadott módszertana.

Az értekezletről készült jegyzőkönyvet (Report of the Informal Meeting of Experts on Long-Range Forecasting. PWRP, WMO) eljuttatták a tagországokhoz.

A résztvevők közül öten részletesen ismertették a HE gyakorlatát és kutatási irányait országaikban: *Kikuchi* (Japán), *Parker* (Nagy-Britannia), *Coughlan* (Ausztrália), *Gilman* (USA), *Muszaeljan* (Szovjetunió). Ez az öt ország is szerepel azon 34 ország között, amelyek pozitív választ adtak a CAS Időjárás-előrejelzési Kutatások Munkacsoportja által a WMO tagországokhoz intézett körlevélre, amely a hosszútávú előrejelzés, illetve ezzel kapcsolatos kutatások iránt érdeklődött. A beérkezett válaszok szerint 1979-ben 10 országban készült rendszeres havi és 22-ben évszakos előrejelzés. Huszonhárom országban alkalmaznak statisztikai, 14-ben szinoptikus és extrapolációs, 2-ben dinamikus módszereket, 11-ben pedig ezek kombinációját. Rendszeres verifikáció 26 országban készül. A jegyzőkönyv egységes formátumban mellékletként tartalmazza a pozitív válaszok részleteit.

A HE-t megalapozó kutatás és fejlesztés eredményeit áttekintő néhány oldal tartalma az alábbiakban foglalható össze:

Az előrejelezhetőség adekvát elmélete megmutatná azt az elvileg lehetséges leghosszabb időszakot, amelyre prognózis adható, ha a Föld–légkör rendszer fizikai természete lenne az egyetlen korlátozó tényező. E problémakör, amely a modern elméleti meteorológia egyik központi témája, hasonló szerepet játszik, mint az egzisztentia-bizonyítások a matematikában: nem adnak ugyan választ az előrejelzés miként jére, de bizonyítják, vagy éppen tagadják az adott előrejelzési feladat elvi megoldhatóságát. A középtávú előrejelzéshez kapcsolódó, immár klasszikus vizsgálatok arra a kérdésre válaszoltak, hogy a légkör kezdeti állapotának pontatlan megállapításából származó hibák felhalmozódása – ami a légkörnek, mint turbulens közegnek a belső, objektív tulajdonsága – mennyi idő múlva teszi használhatatlanná a numerikus előrejelzést. A hosszútávú előrejelzések kutatását segítő elmélet ugyanakkor még kidolgozásra vár, a HE lehetőségének bizonyítékai még főleg tapasztalati és statisztikai jellegűek. Ezek tanúsága szerint *hasznos előrejelezhetőség létezhet a havi és szezonális időskálákon, de ez az előrejelezhetőség viszonylag gyenge jelekből áll, melyek a rövidebb tartamú fluktuációk zaját csak térben és évszak szerint lokalizált tartományokon múlják szignifikánsan felül.* A HE rendkívüli társadalmi jelentősége miatt azonban e gyenge jelek előrejelzésének módszereit is szükséges kutatni.

Az *empirikus előrejelzések* gyűjtőcím alatt a jegyzőkönyv kizárólag az egy- és több-változós statisztikai módszerekkel, valamint az analógiás eljárásokkal foglalkozik megállapítva, hogy e módszerek általában csak kevéssé múlják felül a tehetetlenségi prognózisok eredményeit. A statisztikai módszerek fő problémája az, hogy a megállapítások idején érvényes összefüggések fokozatosan érvényüket vesztik, illetve a bennük szereplő paramétereket időszakonként újra kell számolni. Az analógiás módszerek sikerének gátja pedig az, hogy a magaslégköri anyagokból mintegy 100 évre lenne szükség ahhoz, hogy minden szinoptikus helyzethez legyen megfelelő analóg helyzet. Mindamellett találhatunk a szövegben olyan példákat is, melyek szerint bizonyos körzetekben, bizonyos évszakokban sikeres empirikus előrejelzések készíthetők.

A *dinamikus előrejelzés* az ún. általános cirkulációs modellek továbbfejlesztésével a HE elsődleges eszközévé válhat. Emellett az egyszerűbb dinamikai modelleken is hasznos vizsgálatok végezhetők, elsősorban a blocking anticiklon elmélete, az előrejelezhetőség és a baroklin instabilitás témakörökben. Az általános cirkulációs modellekkel kapcsolatos érzékenységi vizsgálatok számos, a követendő kutatási stratégiát meghatározó kérdésre adtak érdekes válaszokat. A tengerfelszín hőmérsékletének az általános légkörzésre gyakorolt hatását igen sok modellben vizsgálták. Az eredmények szerint a mérsékeltövi anomáliák a modellekben nincsenek szignifikáns befolyással a mérsékeltövi légköri cirkulációra, ami ellentmond az empirikus eredményeknek, melyek szerint ilyen hatás létezik. (E tapasztalati kapcsolatok azonban gyakran szinkron jellegűek, így közvetlenül nem használhatók a HE-ben.) A trópusi vízhőmérsékletek anomáliáinak hatása ugyanakkor az empirikus eredményekkel összhangban a modellekben is jelentkezik. A vízhőmérséklet mellett az orográfia és a talajnedvesség hatása is témája a modell-kísérleteknek. Az Északi féltekén az orográfia látszik a blocking anticiklonok felépülése és hosszú megmaradása legfőbb okának. A latens hőforgalmon keresztül a talajnedvesség hatással van a nagytérségű áramlásokra elsősorban Afrikában és a Kaszpi-tenger térségében. Az általános cirkulációs modellek előrejelzésének minősége az eddigi tapasztalat szerint erősen függ magától a cirkulációs képtől; kivételes, jellegzetesen meridionális helyzetben már ma is van 30 napra hasznos tartalma az előrejelzett mezőknek. Érdekes, hogy valamennyi általános cirkulációs modell viselkedésének közösek a gyengéi.

A hosszútávú előrejelzési kutatások feltételeit összefoglaló rész szerint szükség van globális fedettségű műholdas információra úgy az empirikus és diagnosztikai vizsgálatok, mint a modellezés fejlesztése szempontjából. Gátolja a HE fejlődését, hogy a nagyteljesítményű számítógépek sok helyen nem biztosíthatók HE célokra és a szinoptikus megfigyelések standard hálózata nem elégíti ki a HE igényeit. Jelentős és pótolhatatlan hiányok mutatkoznak a különböző országokban koordinálatlanul meglevő adatsorokban is. Gond, hogy nem kielégítő a nemzetközi információcsere. Egységes elmélet híján az egyes országok a saját körzetükben érvényes tapasztalati módszereket dolgoznak ki, sok terjesztésre érdemes meglátás és elképzelés zárt körben marad.

A szakértői értekezlet ajánlásokat is megfogalmaz tizenkilenc kutatási irány formájában, három fokozatba sorolva az ajánlás megvalósításához szükséges ráfordításokat (A: nagy, B: közepes, C: kicsi), illetve a témák fontosságát (1: alapvető, 2: nagyon fontos, 3: fontos). Az ajánlott témák közül hazai viszonylatban az alábbiak kutatása látszik reálisnak:

A hosszútávú előrejelezhetőség empirikus tanulmányozása (C – 1). Fejlett, statisztikailag megalapozott beválási mérőszámok kidolgozása (C – 1).

A modellezés és a diagnosztikai tanulmányok eredményei által megalapozott fizikai szemléleten nyugvó empirikus vizsgálatok, melyek felváltják a puszta, oksági háttér nélküli statisztikai kapcsolatok kutatását (B – 1).

Diagnosztikai tanulmányok a HE-ben lényeges fizikai folyamatok azonosítása céljából (B – 2).

Empirikus (és dinamikus) analízis a tengerfelszín hőmérsékleti mezeje és a légköri változók között, beleértve a felhőzetet (B – 2). A HE környezeti, gazdasági és szociális hasznosulásának kutatása (C – 2).

A CAS munkacsoportja ezen ajánlások nyomán gyakorlati terveket fog kidolgozni felkérve egyes tagországokat, hogy legyenek a végrehajtás központjai. Tervezi egy WMO Technical Report kibocsátását is ez év őszére *N. Nicolls* szerkesztésében. Jövő év második felében pedig nagyszabású IAMAP szimpóziumot terveznek a GARP 1967-es stockholmi alakuló ülésének mintájára, melynek feladata hosszútávú nemzetközi program kidolgozása a hosszútávú (havi és szezonális) előrejelzés lehetőségeinek feltárása céljából.

Mika J.

Olvasóink figyelmébe. Értesítjük olvasóinkat, hogy az Időjárás 1982. évi, 86. évfolyamának 2., 3., 4. száma — a „Tizedik Nemzetközi Kondenzációs és Jégmag Konferencia, Hamburg, 1981. augusztus 26-28." előadásainak anyagából — egy kötetbe összevonva jelenik meg, 1982. augusztusában.

*

Notes to the readers. You are informed that the numbers 2-4 of "Időjárás" this year, will contain the material of the Tenth International Conference on Condensation and Ice Nuclei, held at Hamburg, Federal Republic of Germany, 26-28 August, 1981.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

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 szemlecikkek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége Budapest, Pf. 38. 1525**

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

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525. Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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

81.3276 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

300.004

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
86. ÉVF. ★ 2—4. SZÁM ★ 1982. MÁRCIUS—AUGUSZTUS

ÖSSZEVONT SZÁM

az 1981. augusztus 26—28. között
Hamburgban tartott

10. NEMZETKÖZI KONDENZÁCIÓS- ÉS JÉGMAG-KONFERENCIA

előadásaiból

SPECIAL ISSUE

TENTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON CONDENSATION AND ICE NUCLEI

held at Hamburg Federal Republic of Germany

26—28. August, 1981

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 2—4. ★ MARCH—AUGUST ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:
MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)
Szerkesztő – Editor:
LŐRINCZ ANNA (Budapest)

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 2—4. szám. 1982, március – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 2—4. March – Aug. 1982. Budapest

TARTALOM—CONTENTS

Grassl, H.: Az aeroszol részecskék hatása a felhők sugárzási paramétereire 60

Mészáros E.—Várhelyi G.: Az antropogén szulfát részecskék hatása a csapadékképződésre Európa fölött 76

Dlugi, R.—Jordan, S.: A kén-dioxid heterogén oxidációjának szerepe a felhőmagvak keletkezésében 82

Thaveau, B.—Serpolay, R.—Piekarski, S.: Felületaktív anyagok hatása az NaCl oldatokból származó felhőmagvak keletkezésére, laboratóriumi megfigyelések alapján 89

Fukuta, N.: Jégkeletkezési folyamatok és a jégmagvak mérése 98

Preining, O.—Reischl, G.: Aeroszolok, leírások és leírók 104

Tanaka, T.: Jégmagvak kimutatása dializissel kombinált membránszűrős módszer segítségével — A módszer alkalmazása vulkáni hamu nukleációs hatásmechanizmusának tanulmányozására 110

Layton, G.: A fény hatása ezüst-jodid részecskékre a részecske-nagyság függvényében .. 117

Stein, D.—Georgii, H.-W.: Jégmagvak túltelítettségi spektrumának vizsgálata 124

O'Regan, B. D.—Roddy, A. F.—Moran, C. M.: Kipufogó gázokból származó, ólomtartalmú aeroszol időjárást módosító hatása ... 131

Caple, G.—Layton, G.—Scally, G.: Jégmag-aktív baktériumok nukleáló hatásának csökkentése 139

Porstendörfer, J.—Scheibel, H. G.—Pohl, F. G.—Preining, O.—Reischl, G.—Wagner, P. E.: A vízgőz heterogén nukleációja ultrafinom monodiszperz ezüst- és nátrium-klorid részecskében 144

Sands, D. C.—Langhans, V. E.—Scharen, A. L.—de Smet, G.: A baktériumok és a csapadék közötti kapcsolat és a lehetséges meteorológiai következmények 148

Grassl, H.: The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds 60

Mészáros, E.—Várhelyi, G.: An evaluation of the possible effect of anthropogenic sulfate particles on the precipitation ability of clouds over Europe 76

Dlugi, R.—Jordan, S.: Heterogeneous SO_2-oxidation: Its contribution to the cloud condensation nuclei formation process..... 82

Thaveau, B.—Serpolay, R.—Piekarski, S.: A laboratory study of the influence or surfactants on the CCN production from NaCl solutions 89

Fukuta, N.: Ice nucleation mechanisms and ice nucleus measurements 98

Preining, O.—Reischl, G.: Aerosols, description and descriptors..... 104

Tanaka, T.: The membrane filter method combined with dialysis to detect ice nuclei; an application to the study of ice nucleation mode of volcanic ash 110

Layton, R. G.: Light, silver iodide, and the size effect 117

Stein, D.—Georgii, H.-W.: Investigation on the saturation spectra of ice nuclei 124

O'Regan, B. D.—Roddy, A. F.—Moran, C. M.: Lead-bearing exhaust aerosol and inadvertent weather modification 131

Caple, G.—Layton, G.—Scally, G.: Nucleation inhibition of Ice Nuclei Active bacteria ... 139

Porstendörfer, J.—Scheibel, H. G.—Pohl, F. G.—Preining, O.—Reischl, G.—Wagner, P. E.: Heterogeneous nucleation of water vapour on ultrafine monodispersed Ag- and NaCl-particles 144

Sands, D. C.—Langhans, V. E.—Scharen, A. L.—de Smet, G.: The association between bacteria and rain and possible resultant meteorological implications 148

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA

Jayaweera, K.—Flanagan, P.: Biogén jégmagvak koncentrációja és természete az Északi-Jeges-tenger fölött 153

Kocmond, W. C.—Rogers, C. F.—Katz, U.—Hudson, J. G.: Nemzetközi munkaülés 1980-ban a felhő-kondenzációs-magvak mérő módszereinek összehasonlítására 160

Ohtake, T.: Új felhő-kondenzációs-mag számláló 169

Gerber, H.: Köd-kondenzációs magvak természetének tanulmányozása relatív nedvességmérés alapján 175

Podzimek, J.: Tengeri aeroszol-kutatások ... 179

Hindman, E. E.—Sinclair, P. C.: Repülőgépes mérések az $S_c \leq 0{,}15$ %-nál aktivizálódó felhő-kondenzációs-magvak (CCN) tanulmányozására 200

Hudson, J. G.—Rogers, C. F.—Kocmond, W. C.: Mérések „pillanatnyi" felhő-kondenzációs-mag spektrométerrel 209

Leaitch, R.—Megaw, W. J.: A légköri felhő-kondenzációs-magvak (CCN) tanulmányozása diffúziós csővel 217

Parungo, F.—Nagamoto, C.—Nolt, I.—Nickerson, E.: Repülőgépes aeroszol- és felhő-kondenzációs-mag mérések Hawaii fölött.. 226

Jaenicke, R.—Schütz, L.: Talajközeli aeroszol az Arktiszon 235

Fitzgerald, J. W.—Hoppel, W. A.: A természetes aeroszol részecskék száraz nagysága és a kritikus túltelítettség közötti kapcsolat mérése 242

Ishizaka, Y.—Ono, A.: A sárga homokrészecskék főbb összetevőinek nagyság szerinti eloszlása Japán fölötti levegőben 249

Kitchen, M.—Leighton, J. R.—Caughey, S. J.: A talajközeli aeroszol koncentrációjának változásai a határréteg paramétereiben bekövetkező változások függvényében 254

Jayaweera, K.—Flanagan, P.: Concentration and nature of biogenic ice nuclei over the Arctic Ocean 153

Kocmond, W. C.—Rogers, C. F.—Katz, U.—Hudson, J. G.: The 1980 International Cloud Condensation Nuclei Workshop..... 160

Ohtake, T.: A new cloud condensation nucleus counter 169

Gerber, H.: Nature of fog nuclei from measurements of relative humidity 175

Podzimek, J.: Marine aerosol research 179

Hindman, E. E.—Sinclair, P. C.: Airborne measurements of cloud condensation nuclei activeat supersaturations $\leq 0.15\%$.... 200

Hudson, J. G.—Rogers, C. F.—Kocmond, W. C.: Measurements with an instantaneous CCN spectrometer 209

Leaitch, R.—Megaw, W. J.: Investigation of atmospheric CCN using the diffusion tube .. 217

Parungo, F.—Nagamoto, C.—Nolt, I.—Nickerson, E.: Airborne measurements of aerosols and cloud condensation nuclei over Hawaii 226

Jaenicke, R.—Schütz, L.: Arctic aerosols in surface air 235

Fitzgerald, J. W.—Hoppel, W. A.: Measurements of the relationship between the dry size and critical supersaturation of natural aerosol particles 242

Ishizaka, Y.—Ono, A.: Mass size distribution of the principal minerals of yellow sand dust in the air over Japan 249

Kitchen, M.—Leighton, J. R.—Caughey, S. J.: The response of surface aerosol concentration to changes in some boundary layer parameters 254

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 2—4. szám. 1982. Március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 2—4. March—Aug 1982. Budapest

Editorial

This special issue contains a part of the material of the Tenth International Conference on Condensation and Ice Nuclei, held at Hamburg, F. R. G., 26—27 August 1981, on the occasion of the Third Scientific Assembly of the International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IAMAP). The conference was organized by the Nucleation Committee of the International Commission on Cloud Physics of IAMAP.

The speakers presenting materials which had not been published elsewhere were invited to submit their manuscripts to this journal. Of the manuscripts received, 26 have been accepted by the referees for publication. The papers are published in the order of presentation at the meeting. They give a good survey of our present knowledge of the physical and chemical properties of atmospheric particles and nuclei and their role in the formation of liquid water and ice in the clouds.

E. Mészáros
Chairman of the Editorial Board

Olvasóinkhoz!

Folyóiratunk 86. kötetének ez az összevont száma, a 10. Nemzetközi Kondenzációs- és Jégmag Konferencia anyagának egy részét tartalmazza. A konferenciát 1981. augusztus 26—28. között Hamburgban (NSZK) tartották a Nemzetközi Meteorológiai és Légkörfizikai Asszociáció Harmadik Tudományos Közgyűlése alkalmából. Szervezője az asszociáció Nemzetközi Felhőfizikai Bizottságának Nukleációs Albizottsága volt. Az előadók, a máshol még nem publikált eredményeket bemutató kéziratait — felhívásunkra — folyóiratunkhoz nyújtották be. A beérkezett kéziratokból huszonhatot fogadtak el a lektorok közlésre. Ezeket a konferencián való bemutatásuk sorrendjében publikáljuk. A cikkek jó áttekintést nyújtanak a légköri részecskék és magvak fizikai és kémiai tulajdonságaira, valamint felhőképződésben játszott szerepükre vonatkozó jelen ismereteinkről.

Mészáros Ernő
a szerkesztőbizottság elnöke

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds

H. GRASSL, *Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Bundesstrasse 55, D—2000 Hamburg, Federal Republic of Germany*

Az aeroszol részecskék hatása a felhők sugárzási paramétereire. Az aeroszol részecskék a globális albedó kialakításában mind felhőtlen, mind felhős időben szerepet játszanak. A felhőkben ezek a részecskék optikai tulajdonságaik miatt közvetlenül meghatározzák a felhő optikai paramétereit, így a felhő-albedót és a sugárzási áram divergenciáját. Közvetett hatásuk is jelentős, mivel befolyásolják a felhők mikrostruktúráját. Koncentrációjuk és a törésmutatót befolyásoló kémiai összetételük megváltozása a rövid- és hosszúhullámú spektrumban az alábbi következményekkel jár: 1. Vékony felhők esetén a légszennyeződés növekedése növeli az albedót még akkor is, ha a részecskék egységnyi tömegére vonatkoztatott abszorpciós együttható nagyobb lesz. Vastag felhőknél az albedó csak akkor nő, ha az abszorpciós együttható változatlan marad vagy csökken. 2. Az aeroszol részecskék koncentrációjának emelkedése a felhő legfelső rétegében nagyobb hűlési sebességgel jár. 3. A rövidhullámú sugáráram egyenlege a vékony felhőket tartalmazó légréteg felső határán jelentősen csökken, ha a légszennyeződés erősödik. Hosszúhullámok esetén a változás kicsi. Kimutatható, hogy a koncentráció-növekedésnek a hatása ennél sokkal bonyolultabb, ha egyúttal a felületi feszültség, a részecskék nagyság szerinti eloszlása és a relatív nedvességgel való növekedés sebessége is megváltozik.

*

The influence of aerosol particles on radiation parameters of clouds. Aerosol particles contribute to the global albedo in both clear and cloudy areas. Inside clouds, these particles determine optical cloud parameters, such as cloud albedo and the radiative flux divergence, directly through their optical characteristics, and indirectly through their influence on the microphysics of the cloud. Calculated reactions to variations in the concentration and chemical composition (determining refractive index) of aerosol particles in the short- and longwave part of the spectrum are: 1. Increasing the atmospheric pollution increases the albedo of thin clouds, even though the mass absorption coefficient of the aerosol particles increases. Thick clouds will only have an increased albedo if there is no increase in the mass absorption coefficient of aerosol particles. 2. Increasing the aerosol particle concentration leads to larger cooling rates within the top layer of a cloud. 3. The net shortwave radiative flux at the top of an atmosphere containing thin cloud layers decreases substantially with increasing air pollution, while the net longwave radiative flux shows only small variations. It is also shown that the above mentioned results for particle increase are oversimplifications, if concurrent variations in surface tension, aerosol particle size distribution and growth rates with relative humidity are included.

*

Introduction. While the influence of aerosol particles on the clear sky radiation field and radiation balance is rather well known theoretically, recent work (*Twomey*, 1974, 1978 and *Grassl*, 1975, 1978, 1979) has now considered the role of particles in determining optical cloud parameters, such as the cloud

* Present affiliation: Institut für Meereskunde an der Universität Kiel, Düsternbrooker Weg 20, D-2300 Kiel 1, F. R. G.

albedo transmission, and absorption in the solar or shortwave (SW) interval from 0.3 to 4.0 μm. To the author's knowledge no work except a first estimate by *Twomey* (1978) has been reported on the effect of aerosol particles on radiative transfer in clouds in the longwawe (LW) domain, i.e. whether the LW emission of clouds depends on aerosol particle characteristics.

This paper tries to answer the following questions:

1. Are aerosol characteristics as important in changing the optical cloud parameters in the LW part of the spectrum as they are in the solar part?

2. Do more accurate calculations confirm previous (*Twomey*, 1978, *Grassl*, 1978, 1979) simple estimates based on crude approximations and on empirical relations between aerosol particle number and mean cloud droplet size?

3. Do LW radiation changes due to changes in aerosol characteristics enhance or counteract the changes in solar radiation?

To answer these questions, the first result section, after a short description of the radiative transfer model and input data, presents SW and LW parameters for different cloud droplet size spectra. The second section tries to confirm or abandon some simplifications already used for the SW region. The third section presents changes of net radiative flux values due to changes in aerosol particle concentration.

Radiative transfer model and cloud drop size spectra

The radiative transfer model adopted for both spectral regions ($SW \triangleq 0.3-3.7$ μm, $LW \triangleq 4-400$ μm) is the matrix operator theory, frequently called 'adding and doubling'-method, as summarized by *Plass* et al. (1973) together with the inhomogeneous source extension given by *Wiscombe* (1976a) for the LW part of the spectrum. The infinitesimal generator initialization (see *Wiscombe*, 1976b) is used to construct the starting matrices. Gaseous absorption is included via the fitting of the transmission function $\overline{T}_{\Delta\nu}$ averaged over a spectral interval $\Delta\nu$ by a sum of exponentials

$$\overline{T}(a) = \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \exp(-k\nu \cdot a) d\nu = \sum_{n=1}^{M} w_n \exp(-k_n \cdot a)$$

where w_n and k_n are the weights and mass absorption coefficients derived by the fitting procedure and a is the absorber amount in g cm^{-2}. Results for 30 spectral intervals with M fixed to 6 have been reported elsewhere (*Grassl*, 1978). The extinction, scattering and absorption coefficient as well as the asymmetry factor g for each of the particle size distributions were calculated from the Mie theory. Since values of absorption of solar radiation calculated with the exact form of the phase function differ only slightly from those using the approximate Henyey–Greenstein-function, which uses the g factor (see *Hansen* and *Travis*, 1974), we have adopted only this latter approximation. One should be sceptic when using this approximation for the calculation of absolute values of cloud albedo; however the albedo changes are expected to agree with those obtained by applying the exact phase functions. As an example spectral albedo values $A\nu = 0.712$ at 0.35 μm wavelength for a plane-parallel cloud with the C1 size distribution using the exact phase function have to be compared to $A\nu = 0.706$ using the Henyey–Greenstein approximation. Within the SW region only absorbing gases considered are water vapour and ozone, in the LW region CO_2 is also introduced. The absorption

data for wavelength $\lambda \leq 10$ μm stem from *Moskalenko* (1969) and from *McClatchey* et al. (1972) for $\lambda \geq 10$ μm.

All the size distributions used are listed in *Table I*. The inclusion of some rather different measured size distributions in Table I might at a first glance cause some confusion, however, will be shown to lead to optical cloud parameters which are very close to the results for the analytical size distribution. This confirms the usefulness of the chosen analytical distributions. Some related parameters of these size distributions like peak or mode radius, r_c, mean square radius, r_{ms}, mean volume radius, r_v, are included in Table I.

Radiative transfer calculations were performed for all the cloud drop size distributions presented in Table I, integrating over 8 wavelength intervals in the *SW* and 16 wavelength intervals in the *LW* region for a cloud layer from 1,000 to 1,500 m above the surface and the atmospheric variables shown in *Table II*. The main features of the model atmosphere chosen are US-Standard-Atmosphere above 2,000 m, a temperature inversion of 3 *K* on top of the cloud, wet adiabatic lapse rate within the cloud and constant water vapour density below the cloud.

TABLE I

Cloud droplet size distributions and related parameters

Identification	$n(r)$ = size distribution, cm^{-3} μm^{-1}	r_c, μm	r_{ms}, μm	r_v, μm	Source
C1	$n(r) = 2.373\ r^6 \exp(-1.5\ r)$	4.00	4.98	5.30	*Deirmendjian* (1969)
C2	$n(r) = 1.0851\ 10^{-2}\ r^8 \exp(-1/24\ r^3)$	4.00	4.08	4.16	*Deirmendjian* (1969)
C3	$n(r) = 5.5556\ r^8 \exp(-0.3333\ r^3)$	2.00	2.04	2.15	*Deirmendjian* (1969)
C5	$n(r) = 0.5487\ r^4 \exp(-0.6667\ r)$	6.00	8.21	8.92	*Deirmendjian* (1969)
C6	$n(r) = 0.5\ 10^{-4}\ r^2 \exp(-0.1\ r)$	20.00	34.64	38.28	*Deirmendjian* (1969)
M (Stratus)	measured June 16, 1970		7.86	8.21	*Ryan* et al. (1972)
N (Stratus)	measured June 16, 1970		6.35	6.63	*Ryan* et al. (1972)
O (Cumulus Continental)	measured June 02, 1970		3.53	3.65	*Ryan* et al. (1972)
StI	measured		4.50	4.90	*Stephens* (1978) *Stephens* et al. (1978)
F1 a (fog)	measured Sept. 15, 1967		0.82	1.93	*Garland* (1971)
F1 b (fog)	measured Sept. 15, 1967 *		0.77	1.34	*Garland* (1971)
F2 (fog)	measured Nov. 22, 1967		0.76	1.24	*Garland* (1971)
F3 (fog)	measured Feb. 29, 1968		2.76	3.44	*Garland* (1971)
F4 (fog)	measured Oct. 21, 1968		1.61	2.95	*Garland* (1971)

* Neglecting the biggest droplets which were at clearly separated particle size in *Garland's* measurements

TABLE II

Height h, temperature T, pressure p, air density ϱ, water vapour density ϱ_{H_2O}, liquid water content LWC of the model atmosphere, and optical depth τ at 0.55 μm wavelength due to aerosol particles and cloud C1 *counted from the top of the atmosphere; total ozone and solar constant*

h, m	T, K	p, mbar	ϱ, kg m^{-3}	ϱ_{H_2O}, g m^{-3}	LWC, g m^{-3}	τ
10,000	223.25	265.00	0.4135	0.009	0.000	0.000
9,000	229.73	308.41	0.4671	0.020	0.000	0.002
8,000	236.21	356.52	0.5258	0.090	0.000	0.004
7,000	242.70	411.05	0.5900	0.190	0.000	0.006
6,000	249.19	472.18	0.6601	0.420	0.000	0.008
5,500	252.43	505.39	0.6975	0.580	0.000	0.010
5,000	255.68	540.48	0.7364	0.790	0.000	0.020
4,500	258.92	577.52	0.7770	1.020	0.000	0.030
4,000	262.17	616.60	0.8193	1.250	0.000	0.040
3,500	265.41	657.80	0.8634	1.580	0.000	0.050
3,000	268.66	701.27	0.9092	1.970	0.000	0.060
2,500	271.91	746.92	0.9562	2.480	0.000	0.070
2,000	275.15	795.01	1.0066	2.950	0.000	0.080
1,700	277.10	826.00	1.0379	3.315	0.000	0.085
1,600	277.71	835.20	1.0475	3.437	0.000	0.090
1,500	274.71	845.60	1.0581	5.316	0.000	0.100
1,475	274.86	847.00	1.0599	5.374	0.150	0.610
1,450	275.01	850.09	1.0625	5.425	0.300	2.140
1,400	275.30	855.70	1.0680	5.531	0.282	6.090
1,300	275.91	866.00	1.0790	5.767	0.243	13.190
1,200	276.52	877.90	1.0895	5.999	0.205	19.240
1,100	277.12	888.10	1.1010	6.249	0.165	24.230
1,000	277.71	898.76	1.1117	6.502	0.000	26.470
500	282 71	954.61	1.1673	6.502	0.000	26.520
0	287.71	1,013.25	1.2250	6.502	0.000	26.570

Total ozone = 0.3 atm cm, solar constant = 1353 Wm^{-2}

Optical characteristics of clouds with different drop size distributions

Since in this paper we want to determine cloud parameter changes caused solely by variations in aerosol particle number and absorption, calculations throughout the entire paper stick to a fixed mean liquid water content, thus implying no change in circulation pattern when changing aerosol characteristics. No feedbacks between changed cloud parameters and circulation are included in the main section. As a first impression of the possible feedbacks, some calculations using formulae given by *Hänel* (1981) are presented in the section on possible feedbacks.

At fixed liquid water content the integral *SW* parameters like total absorption within the cloud, albedo of the entire system, and net flux at the ground (shown in *Fig. 1* mainly for analytical distributions) differ strongly in their dependence on size distribution. The variable optical depth τ (at 0.55 μm wavelength), chosen for the abscissa in Fig. 1 and used without index throughout this paper, is a result of the changing radius r_{ms} of droplets, because τ is propotional to r_{ms} and the number of particles. At fixed liquid water content (LWC) small droplet radius r_{ms} is equivalent to high optical depth τ. Drawing smooth curves through five calculated points only—as done in Fig. 1—would be a risky procedure were it not justified by calculations at intermediate points even from different measured size distributions. The

agreement between the results of using real size distributions versus the analytical size distributions for radiative transfer calculations is demonstrated by comparing the *StI* (open circles) and (dots) results to the analytical size distribution results (smooth curves) shown in Fig. 1. While absorption is rather constant – if we neglect the size distribution C6 standing for an unrealistic distribution with an extremely low droplet concentration and a very big droplet

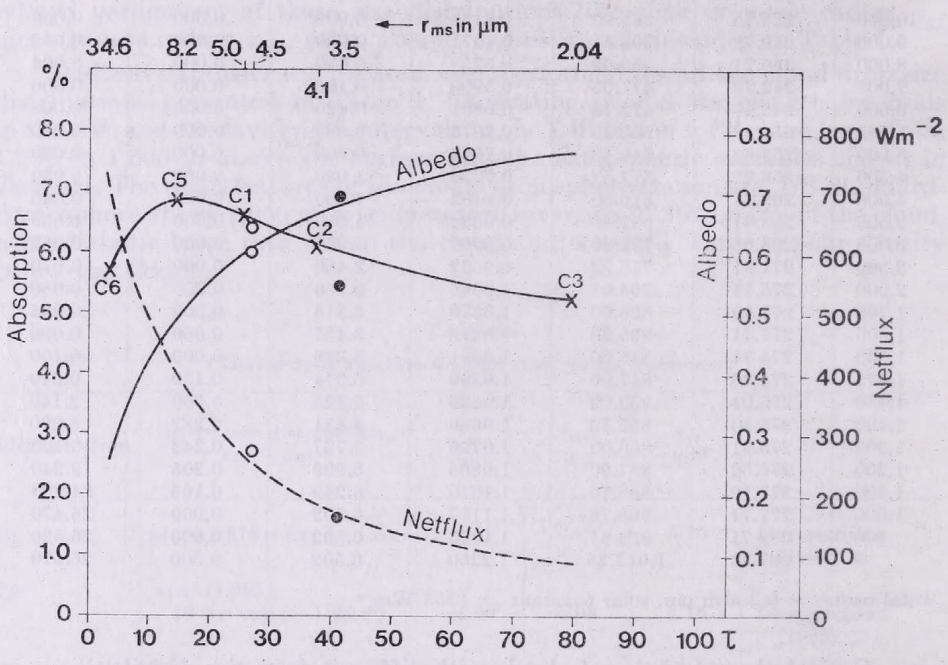


Fig. 1 : Some optical parameters, integrated over the solar spectrum (0.3 – 3.7 μm), for an atmosphere containing a vertically inhomogeneous stratus cloud between 1,000 and 1,500 m with a mean $LWC = 0.2$ gm^{-3}. The parameters: albedo of the atmosphere–cloud–ground system, fractional absorption within the cloud in % and net flux at the ground in W m^{-2} are shown for 4 analytical droplet size distributions as a function of the optical depth τ at 0.55 μm wavelength. The upper horizontal scale shows the corresponding r_{ms} values. The cosine of the sun's zenith angle is 0.9, surface albedo $A_s = 0.2$. The open circles stand for the measured distribution *StI*, the dots for distribution *O*, and crosses for *N*

size – system albedo and net flux at the ground change drastically with droplet size. Albedo is highest and net flux lowest with lowest droplet size. This result already shows the potential high influence of aerosol particles on cloud albedo, if we generally expect a dependence of mean radius r_{rms} of droplets on particle number.

Table III contains fractional absorption A^*, reflection or albedo A and downward flux $F\downarrow$ of the atmosphere-cloud-ground system together with these parameters for the stratus cloud only. The table shows the tremendous variation in cloud and system albedo at constant LWC (as given in Table II) caused only by variation in cloud droplet sizes. For the model cloud C1, the possible influence of absorbing aerosol particles is included, demonstrating their strong albedo-reducing effect and an enhancement of the cloud's fractional absorption

A^* roughly by a factor 2. The absorption coefficient of aerosol particles stems from measurements in a polluted industrial area at Mainz, F. R. Germany (*Fischer*, 1973), and possibly gives an upper limit on particle absorption. For details of the method of incorporating absorbing aerosol particles into clouds and the calculation of the resulting complex refractive index of the mixture of droplets and unactivated aerosol particles, see *Grassl* (1975, 1978).

TABLE III

System albedo A, SW downward flux $F_\downarrow$ at the ground and fractional absorption A^* given in % of the downward flux at the top of the atmosphere, for the model atmosphere containing a 500 m stratus cloud from 1.0 to 1.5 km with vertically inhomogeneous LWC. All values are given for 4 different cloud drop size distributions and 3 different zenith angles Θ of incoming solar radiation. Rows with label C pertain to the cloud only and percentage values are related to incoming flux at the cloud top. Surface albedo $A_S = 0.2$

Size distribution	C1 ($r_c = 4\mu m$)[b]			C3 ($r_c = 2\mu m$)[b]			C5 ($r_c = 6\mu m$)[b]			C6 ($r_c = 20\mu m$)[b]		
$\cos\Theta$	A	$F_\downarrow$	A*	A	$F_\downarrow$	A*	A	$F_\downarrow$	A*	A	$F_\downarrow$	A*
0.9	60.7	27.0	17.2	76.9	8.7	16.2	48.4	41.7	17.4	22.4	74.6	16.3
(a)	56.6	23.4	24.3									
0.9 C	68.6	29.3	6.6	86.9	9.3	5.2	54.5	45.4	6.8	25.1	81.9	5.4
(a)	64.0	25.8	14.4									
0.5	67.0	20.7	17.5	78.9	6.7	16.5	57.9	31.8	18.0	34.9	59.7	19.2
(a)	63.5	17.8	23.3									
0.5 C	76.6	23.0	5.0	90.2	7.3	3.9	66.1	35.5	5.5	39.6	66.9	6.3
(a)	72.7	19.8	11.4									
0.3	70.2	17.2	18.3	79.7	5.6	17.2	63.0	26.4	18.9	44.5	48.9	20.8
(a)	67.3	14.8	22.9									
0.3 C	81.0	19.8	4.1	92.1	6.3	3.1	72.4	30.4	4.6	50.5	56.8	6.0
(a)	77.6	17.0	9.5									

(a) Accounting for aerosol absorption using measured absorption coefficients from Mainz, F. R. Germany (*Fischer*, 1973); the optical depth τ_a of the dry aerosol particles from cloud top to the ground has been assumed to be 0.2. All other values assume pure water droplets using complex refractive index values given by *Irvine* and *Pollack* (1968).

(b) r_c = mode radius

While fractional absorption values for varying size distribution do not differ strongly, corresponding heating rates at distinct heights within the atmosphere differ considerably, since the vertical distribution of flux divergence is influenced by the changing phase function and the changing ratio of the coefficients of scattering k_{sc} to extinction k_{ext} (frequently called single scattering albedo ω_o). *Figure 2* first indicates strong heating of the top layers of a cloud by absorption of solar radiation and secondly shows an increasing maximum heating rate ($\simeq 40K/d$ for C1 and C3 cloud types) with decreasing droplet size, accompanied by a small upward shift of the maximum heating. Results for different zenith angles Θ are very similar to those shown for $\cos\Theta = 0.9$.

In the *LW* region the strong cloud top cooling rates show the same dependence on droplet size as solar heating rates; however the maxima within

the uppermost 50 m are higher by approximately a factor of 4. The magnitude of the cooling rates at cloud top by *LW* radiation will never be reached by heating rates in the solar spectral region, even with the strong aerosol particle absorption, as shown in Table III.

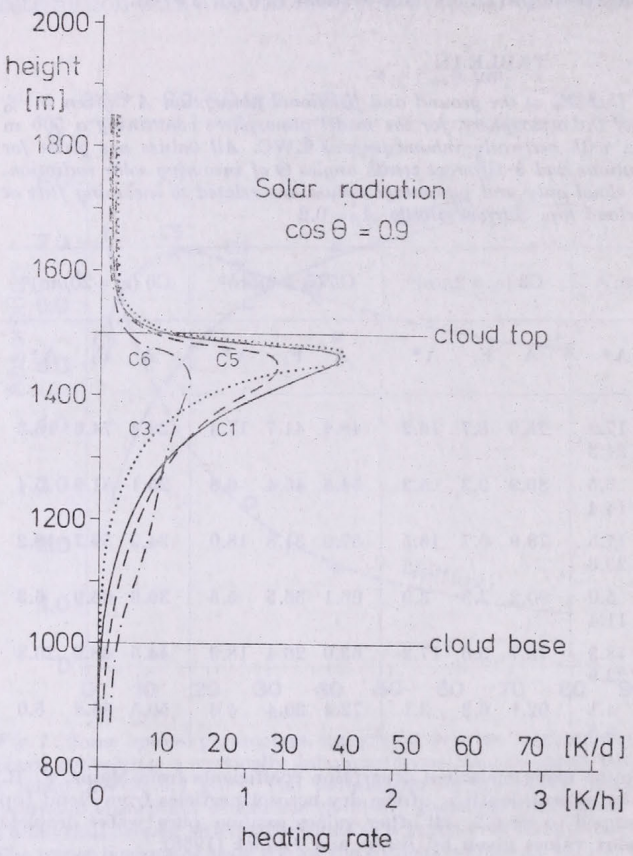


Fig. 2: Heating rates within the solar spectral region in a stratus cloud (details see Table II) with different droplet size distributions (see Table I) at small zenith distance of the sun ($\cos \Theta = 0.9$)

If we combine *SW* and *LW* radiation for noon conditions (when *SW* has the maximum possible influence), we still find a strong net cooling of the upper 80 m of a cloud, a moderate net heating within the cloud interior and an increased, but still moderate net heating of the lower parts of the cloud. The heating in the lower part of the cloud is mainly caused by the *LW* radiation and is proportional to the temperature difference between ground and cloud base.

Test of simplifications in the calculation of the optical depth of a cloud from basic microphysical parameters

This section tests the accuracy of simple formulae already used (*Twomey*, 1978; *Grassl*, 1978) for the calculation of the aerosol particle influence on cloud albedo. Since we postulate constant *LWC* (equivalent to constant volume *V*) for different size distributions

$$v_i = \frac{4n}{3} \int_{r_1}^{r_2} r^3 \cdot n_i(r)\, dr = \frac{4n}{3} N_i r_{vi}^3 \qquad (1)$$

with

$$r^3_v = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r^3 n(r)\, dr}{\int_{r_1}^{r_2} n(r) \cdot dr = N},$$

we find the ratio of total droplet numbers N, for two size distributions i and j

$$\frac{N_i}{N_j} = \frac{r_{vj}^3}{r_{vi}^3}. \qquad (2)$$

The optical depth τ of a cloud is proportional to r_{ms}^2, where

$$r_{ms} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r^2 n(r)\, dr}{\int_{r_1}^{r_2} n(r)\, dr}$$

If we want to use equation (2) for the derivation of a simple formula for the optical depth ratio τ_i/τ_j of two clouds with the same vertical extent only

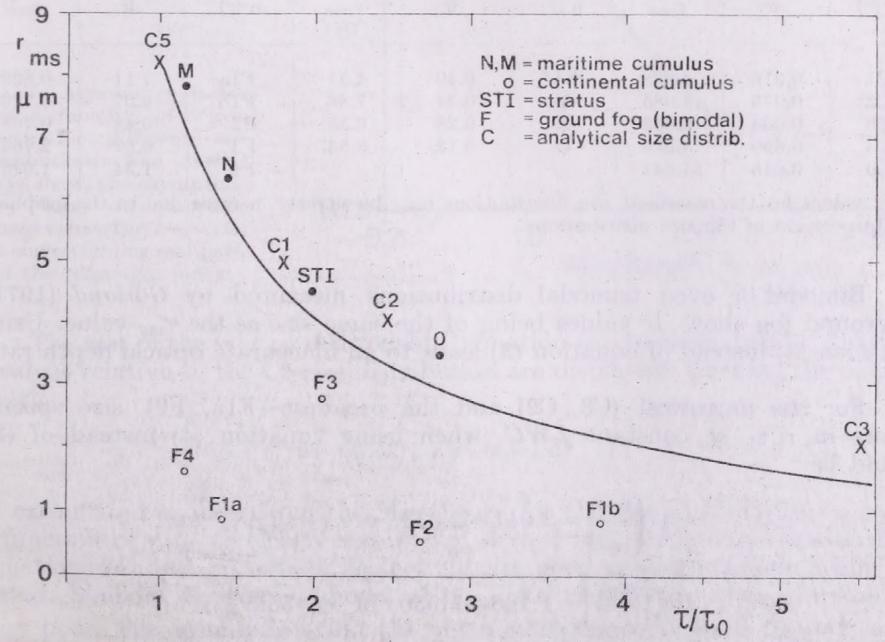


Fig. 3 : Mean square radius r_{ms} as a function of relative optical depth τ/τ_0, normalized with the C5 cloud droplet size distribution, for strongly different analytical and measured distributions as presented in Table I. The full curve follows equation (4) and therefore discards not only differences of extinction efficiency Q_{ext} to the value 2 adopted in equation (3), but also the differences Δr

knowing the number of droplets, we should account for the difference between the mean volume radius r_v and the mean square radius r_{ms}. This value, r_{ms}, is normally used for the approximation of the optical depth ratio.

$$\frac{\tau_i}{\tau_j} \simeq \frac{N_i}{N_j} \frac{r^2_{msi}}{r^2_{msj}} \tag{3}$$

Equation (3) implies a constant extinction efficiency Q_{ext} ($\simeq 2$), which is a justified approximation in the *SW* region for all droplet radii occuring. Within the *LW* region this assumption no longer holds for small droplets with $r = 10$ μm. Neglecting the difference $\Delta r = r_v - r_{ms}$ and combining equations (2) and (3) leads to

$$\frac{\tau_i}{\tau_j} = \left(\frac{N_i}{N_j}\right)^{1/3} \quad \text{or} \quad \frac{\tau_i}{\tau_j} = \frac{r_{msj}}{r_{msi}} \tag{4}$$

The first part of equation (4) has been proposed by *Twomey* (1978) and used by *Grassl* (1978, 1979). Δr depends strongly on size distribution (see *Table IV*) and the broader the distribution the larger the radius difference Δr.

TABLE IV

Radius differences Δr *in* μm *between mean volume radius* r_v *and the root-mean-square radius* r_{ms} *for all size distributions shown in Table I*

n (r)	Δr	r_{rms}	n (r)	Δr	r_{rms}	n (r)	Δr	r_{rms}
C1	0.316	4.988	StI*	0.40	4.51	F1a	1.11	0.829
C2	0.075	4.085	M	0.34	7.86	F1b	0.57	0.779
C3	0.038	2.042	N	0.28	6.35	F2	0.48	0.768
C5	0.690	8.215	O	0.12	3.53	F3	0.67	2.765
C6	3.646	34.641				F4	1.34	1.615

* All values for the measured size distributions may be slightly in error due to the graphical interpolation of the size distributions.

Bimodal or even trimodal distributions measured by *Garland* (1971), in ground fog show Δr values being of the same size as the r_{ms} value. Using equation (4) instead of equation (3) leads to an inaccurate optical depth ratio τ_i/τ_j.

For the narrowest (C3, C2) and the broadest (F1a, F2) size spectra errors in τ_i/τ_j at constant *LWC*, when using equation (4) instead of (3), would be

$$\Delta \left(\frac{\tau_{C3}}{\tau_{C2}}\right) = 2.011 - 2.033 \quad \text{or} \quad -1.1\% \text{ and}$$

$$\Delta \left(\frac{\tau_{F2}}{\tau_{F1a}}\right) = 1.186 - 1.930 \quad \text{or} \quad -38.5\%$$

respectively. For all the size distributions, expect the ground fog, with $\Delta r \simeq r_{ms}/10$, the error in τ_i/τ_j calculated with equation (4) instead of (3) is below 5% and thus tolerable. This allows us to proceed, as *Twomey* (1978), for many size distributions, from equation (4) to

$$\frac{\tau_i}{\tau_j} \simeq \left(\frac{N_{ai}}{N_{aj}}\right)^{0.267} \tag{5}$$

using an empirical relation between N and the number of the aerosol particles N_a

$$\frac{N_i}{N_j} \simeq \left(\frac{N_{ai}}{N_{aj}}\right)^{0.8} \tag{6}$$

derived from measurements reported by *Warner* and *Twomey* (1967). Equation (5) relates to the optical depth τ of a cloud directly to the number of aerosol particles N_a.

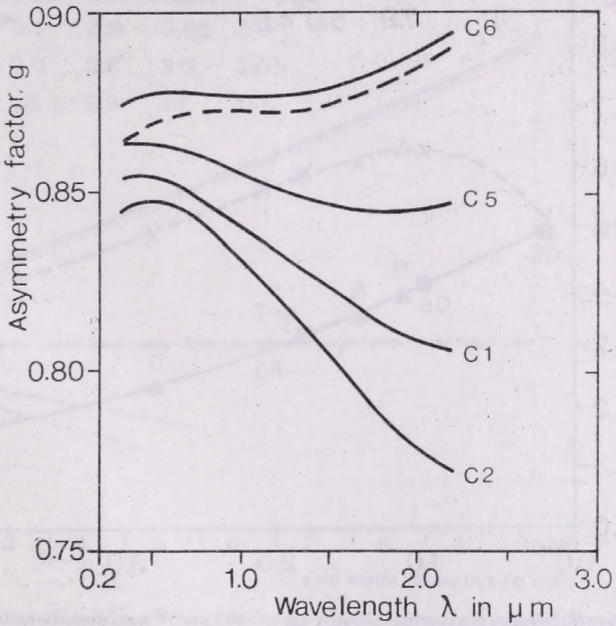


Fig. 4: Asymmetry factor g as a function of wavelength for different size distributions. The dashed curve shows the asymptotic very large nonabsorbing sphere value ($2\pi r/\lambda \to \infty$) for the corresponding real parts of the refractive index

The test of the (τ, r_{ms}) relationship [equation (4)] is shown in *Fig. 3*, where τ values relative to the C5-size distribution are displayed. Plotting the optical depth

$$\tau_i = \int_{r_{1i}}^{r_{2i}} Q_{ext}(r_i, \lambda) r^2 \cdot n_i(r)/dr \tag{7}$$

as caclculated exactly from the Mie-theory for the size distributions $n_i(r)$ as a function of r_{msi} we clearly see in Fig. 3 that for narrow size distributions equations (4) and (5), which neglect Δr, are good approximations, while for broad, bimodal or even trimodal (F1a) distributions the approximation is very poor. The assumption that the mean extinction efficiency $\bar{Q}_{ext} = 2$, used already for equation (3), shifts all exact results for small size distribution to the right and thus above the curve in *Fig. 6*, since $\bar{Q}_{ext} \geq 2$ and increases with decreasing radius for all distributions used. This explains the rather strong shift to the right for the narrow distribution C3 with small droplets.

Many measurements of droplet size distribution omit small droplets below approximately 1 μm radius, which in turn may have lead to the actual analytical distributions proposed by previous investigators. Therefore the poor approximations found in *Fig. 5* for ground fog (as measured by *Garland*, 1971) may apply to many cloud drop size distributions as well.

Up to now only two mechanisms for cloud albedo variations associated with changes in aerosol particle characteristics have been discussed; we found that increasing aerosol absorption reduces the cloud albedo and increasing

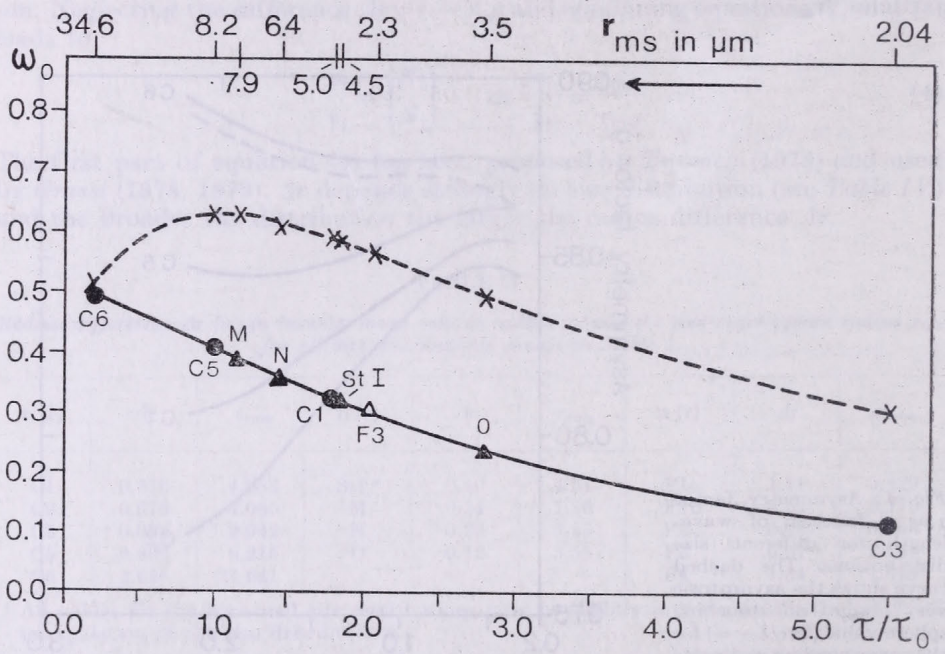


Fig. 5: Single scattering albedo ω_0 at 833 cm^{-1} wavenumbers for analytical (●) and measured drop size distributions as a function of τ/τ_0 (△ corresponds to bimodal ground fog and ▲ to monomodal stratus and cumulus drop size distributions). The upper horizontal scale shows the corresponding r_{ms} values, the dashed curve ω_0 values for 1,000 cm^{-1}

particle number may enhance cloud albedo. A third mechanism is albedo enhancement due to a flattening of the scattering or phase function with decreasing droplet size. This effect has already been shown by *Grassl* (1978, 1979), however it has been overestimated (see Fig. 5 in *Grassl*, 1979). *Fig. 4* displays the asymmetry factor g (the cosine of scattering angle weighted with the phase function – a measure for the steepness of the phase function within the forward peak) for several size distributions. This figure clearly indicates only small variations of g in the visible spectral region, where the cloud albedo values are mainly determined. An already asymptotic domain for g is reached by cloud droplets with several micrometers radius. For nonabsorbing spheres that are very large with respect to wavelength, the dashed curve in *Fig. 7* is valid. The numbers for this curve were taken from a table in *Van de Hulst* (1957, page 226). If there is absorption, the g-values for very large

spheres are increased and results should lie above the dashed curve in *Fig.* 4. This is true for size distribution C6 with the largest droplets of all distributions. The general strong increase in absorption by liquid water at wavelength $\lambda > 1$ μm, which should shift the C6 curve to still higher g-values, is compensated by the reduction of the size parameter $x = 2\pi r/\lambda$ governing the large sphere asymptotic region. Increasing optical depth alone, i.e. retaining g values for cloud C5, when calculating the albedo change due to a shift from a C5 to a C1 cloud, and comparing it to a calculation with changes in g, leaves a phase function influence on cloud albedo of 1.67, 1.45, 1.23, 0.99%

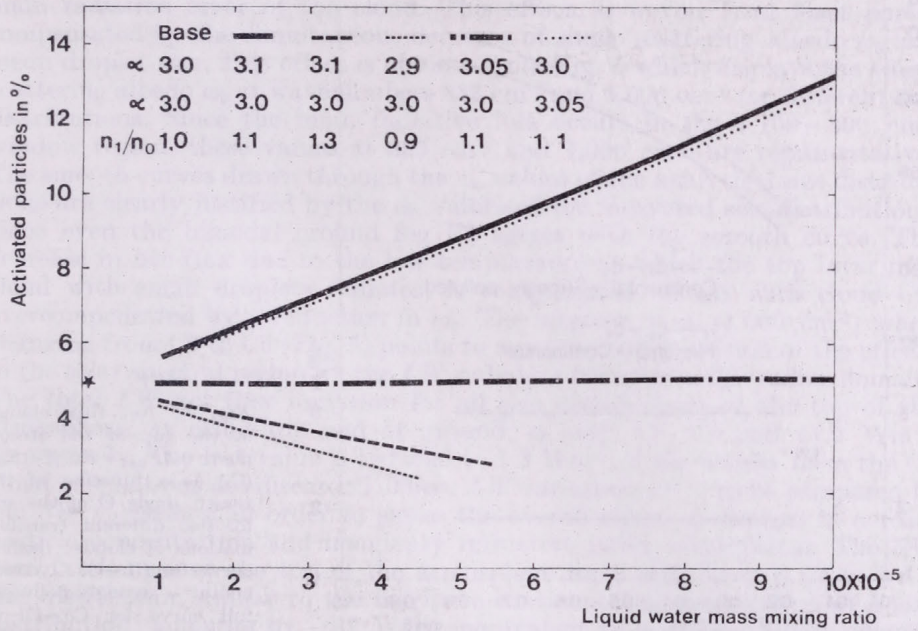


Fig. 6: Activated particles in % as a function of the liquid water mass mixing ratio for different aerosol particle size distribution and number concentration changes at a supersaturation (without feedback) of 5×10^{-3}

for the cos Θ values 0.9, 0.7, 0.5 and 0.3, respectively. Despite the reduction of the phase function influence on albedo enhancement, the already known general picture remains: Depending on the increase in the mass absorption coefficient of aerosol particles the crossover from albedo enhancement to albedo reduction for a pollution increase at constant liquid water content will occur at different optical depths of cloud (*Grassl*, 1979). However, rather thin clouds with $\tau \leq 25$ will always show an enhancement of albedo with increasing particle number.

Possible influence on the number of activated particles by other parameters

Up to now neither changed chemical composition, nor variations in the size distribution of aerosol particles have been considered. Also changes in

liquid water content and maximum supersaturation, which would change with aerosol particle characteristics, have been neglected. If variations of surface tension, the water uptake with relative humidity and particle size distribution, as well as the feedback on supersaturation and LWC are included, following formulae given by *Hänel* (1981), the simple approach in previous sections may be strongly modified. This is clearly demonsrated by Fig. 6, which compares different changes of the parameters mentioned. The

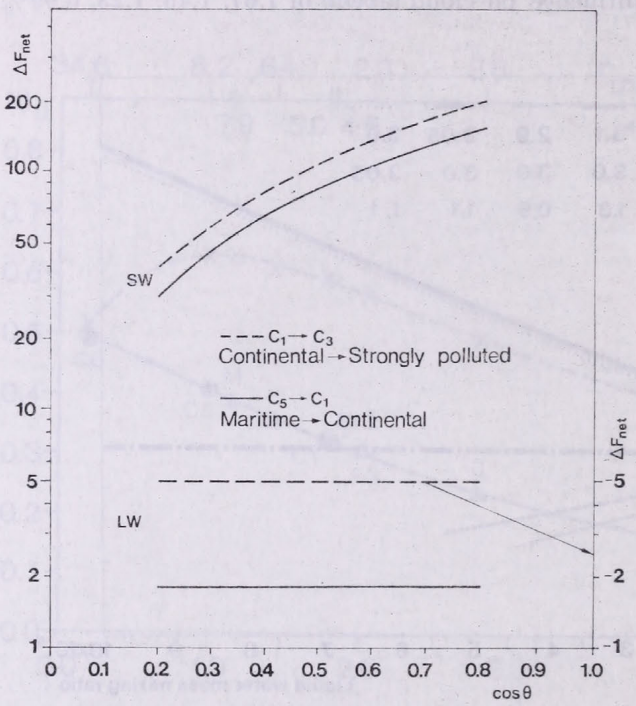


Fig. 7: Net flux change at the top of the atmosphere $\Delta F_{net} = F(C_i) - F_{net}(C_i)$ as a function of the zenith angle Θ of the sun for two different transformations of clouds: dashed curve for C1→C3 ≙ continental → strongly polluted, full curve for C5→C1 ≙ maritime → continental

percentage of activated particles, which up to now has been parameterized by the experimental result of *Warner* and *Twomey* (1967), changes drastically especially with variations in size distribution, α_1 and α_2 being the power law exponents of the $0.01-0.1$ and $0.1-10$ μm size range. Variatons of surface tension and the water uptake (expressed by the exponential mass increase coefficient η) are not shown directly, since, a 10% increase in the particle numbers (n_1, $n_0 = 1.1$) is equivalent to a lowering of surface tension by 6% and an increase of η by 6.6 %. Calculations for stronger parameter changes as those snown, have to be avoided, since the assumption of only minor changes in liquid water content for the basic and the changed state leading to *Hänel*'s formula would be stressed too much. In order to estimate the overall effect, the standarad relation $CCN_1/CCN_0 = (N_1/N_0)\gamma = (N_1/N_0)$ for sugar cane fires in Australia, which is the result of all influences of all parameters, has to be known for different areas and aerosol types.

Influence on radiation balance

All minor atmospheric constituents, as e.g. aerosol particles, influencing radiative transfer will change the radiation balance and thus the climate. The most interesting parameter in this context is the radiation balance at the top of the atmosphere. While this parameter is strongly dependent in the solar spectal region on the droplet size distribution for fixed liquid water content and cloud height (see albedo values at top of the atmosphere in Table III), the changes in the *LW* region are rather small and show no systematic behaviour. One might expect that clouds with smaller droplets will emit less radiation than those with bigger droplets because of an upward shift of the main radiation layer of the cloud. This effect, however, is at least partly compensated by the simultaneous decrease of single scattering albedo ω_0 and mean droplet size. This effect is obvious from Fig. 5 which displays the single scattering albedo ω_0 at wavenumbers 833 cm^{-1} and 1,000 cm^{-1} for different size distributions. Since the main radiative loss occurs in the 1,100 − 800 cm^{-1} window region, these values at 833 cm^{-1} and 1,000 cm^{-1} are representative. The smooth curves drawn through the ω_0 values of the analytical size distributions are clearly justified by the ω_0 values of the measured size distributions, since even the bimodal ground fog F3 agrees with the smooth curve. The decrease in net flux due to the low temperature at which the top layer of a cloud with small droplets radiates, is compensated, or (as with cloud C3) overcompensated by a reduction in ω_0. The increase in ω_0 (1,000 cm^{-1}) when changing from C6 to C5 (Fig. 5) points to a partial compensation of the effects in the solar spectral region by the *LW* radiative transfer in this radius domain. The total *LW* net flux variation for all size distributions at the top of the atmosphere, at cloud top and at ground, is only 7.7, 9.0 and 11.0 Wm^{-2}, respectively. The last value is reduced to 1.3 Wm^{-2}, if the results from the C6 cloud calculations are discarded. These *LW* variations have to be compared to the *SW* variations, in order to assess the overall effect of changes in aerosol particle concentration and imaginary refractive index (absorption). The *SW* netflux changes at the top of the atmosphere for a shift from a C5 to a C1 size distribution similar to the maritime-continental transformation of a size distribution, amounts to −62 Wm^{-2} (equivalent to a system albedo change from 57.9 to 67.0%) at $\cos \Theta = 0.5$ (Fig. 4). This number far outweighs the −2 Wm^{-2} for the corresponding *LW* net flux variation. The big difference between *LW* and *SW* effects generally holds for all zenith angles Θ (Table III) and a concomittant increase in the aerosol mass absorption coefficient, if $\tau = 25$. Thus the mean droplet size will, at least for clouds with $\tau = 25$, have a strong influence on the radiation balance ($SW + LW$) at the top of the atmosphere. A compensation of *SW* and *LW* effects may be possible for thick clouds with an increase in aerosol absorption coefficient simultaneously with an increase in particle number.

First estimate of a change of global albedo with pollution level

The aerosol particles' influence on the radiation balance and on albedo in clear areas shows the same broad features as those derived for cloudy areas. Depending on the amount of absorption of the particles, an increase in particle number may enhance or reduce albedo in both areas. The crossover in clear areas is a function of surface albedo and the absorption-to-backscattering ratio

of the particles (*Kellogg*, 1978), while in cloudy areas it is a function of the absorption coefficient and the optical depth of the clouds. These results disregard for the present, possible influences on cloud parameters due to changing solubility and surface tension (*Hänel*, 1976, 1981), which may well influence the cloud droplet size distribution. For the derivation for a possible upper limit of the global albedo change caused by variations of cloud parameters, let us assume a fixed aerosol particle absorption coefficient, leading to albedo enhancement only. With a cloud cover $N_c = 0.5$, a global albedo value $A_g = 0.3$, a mean albedo, $A_c = 0.45$ over cloudy areas and using $dA_c/d\tau = 0.2/\tau$, as given by *Twomey* (1978), A_c for a doubling of aerosol particle number will be 0.034 for rather thin clouds in the $10 \leq \tau = 30$ range. This leads to a global albedo change $\Delta A_g \simeq 1.7\%$. Since a doubling of aerosol particles over the entire globe is highly improbable, a reduction of this doubling to only 10 % of the cloudy areas leaves only +0.17% change in global elbedo.

Conclusion

Referring to the questions listed in the introduction, our results suggest a stronger influence of aerosol particles on optical cloud parameters for the solar region than the corresponding results for *LW* region. In the latter spectral region, increasing particle concentration steepens the gradient of the cloud top cooling rates. However, this has only a small influence on the total emitted radiation of an atmosphere containing a stratus cloud layer because of congruent relations between the optical depth and the single scattering albedo for changing particle concentrations. If we increase particle number while maintaining a constant *LWC* (thus fixing the circulation pattern), we increase optical depth. This will cause a shift of the layer with radiation losses upward to lower temperatures which (at constant single scattering albedo) would lead to a reduced emission. However, at the same time the single scattering albedo is lowered, causing a higher emissivity and thereby compensating for the lower temperatures.

Simplifications introduced for estimating cloud albedo changes for variations of the aerosol particle charecteristics will only hold, if the cloud drop size distributions are rather narrow. Since many drop size measurements omit droplets with $r \leq 3$ μm, bimodal or even trimodal distributions may be more probable than had been considered in previous cloud studies. This would raise doubts with regard to the applicability of the simplifications partly used in this study.

The changes in optical parameters of clouds in the *LW* spectral region caused by corresponding changes in aerosol characteristics may damp in parts of a layer cloud the strong changes in the *SW* region if looking at heating and cooling rates. However, these changes in particle number and thus mean droplet size may even modestly amplify the solar contributions to the net flux changes at the top of the atmosphere.

Since no data exist on the distribution of optical depth of clouds, a first estimate of the sign of a global albedo change for changing pollution levels can only be given for pollution changes that do not affect the mass absorption coefficient of the aerosol particles. In this case increasing turbidity or pollution will lead to an increase in the mean shortwave cloud albedo and this energy loss for the atmosphere-earth system is not compensated by a concomittant reduction of emission in the *LW* region. If the mass absorption coefficient

k in the *SW* region and the number of aerosol particles increase simultaneously – and this is confirmed by measurements (*Fischer*, 1973) from remote and industrialized areas – there may well be no effect at all, depending on the ratio $(\tau/\tau_0)/(k/k_0)$ which determines the crossover from an albedo increase to an albedo decrease.

The above results may be questionable if the relation between condensation nuclei and total particle concentration deviates strongly from $(CCN_{-1}/CCN_0) = (N_{-1}/N_0)^{0.8}$.

REFERENCES

Deirmendjian, D., 1969: Electromagnetic scattering by spherical polydispersions. American Elservier, New York.

Fischer, K., 1973: Mass absorption coefficient of natural aerosol particles in the 0.4 – 2.4 μm wavelength interval. *Contr. Atm. Phys. 46*, 89 – 100.

Garland, J. A., 1971: Some fog droplet size distributions obtained by an impaction method. *Quart. J. Roy. Met. Soc. 97*, 483 – 494.

Grassl, H., 1975: Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles. *Contr. Atm. Phys. 48*, 199 – 210.

Grassl, H., 1978: Strahlung in getrübten Atmosphären und in Wolken. *Hamburger Geophysik.* Einzelschriften, Reihe A. Heft 37, 136 pages.

Grassl, H., 1979: *Possbile changes of planetary albedo due to aerosol particles*, in: *Man's Impact on Climate.* Editors: *Bach, Pankrath, Kellogg*, Elsevier, Amsterdam, 327.

Hansen, K. and *J. Travis*, 1974: Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Review 16*, 527 – 610.

Hänel, G., 1976: Extinction and absorption coefficients and liquid water content of fog depending on aerosol composition. *Proceeding of the Symposiun on Radiation in the Atmosphere;* Editor: *H.-J. Bolle*, Science Press, Princeton.

Hänel, G., 1981: Influences of physical and chemical properties of atmospheric particles on the activation process in fog and clouds. *Beitr. Phys. Atmosph. 54*, 159 – 171.

Irvine, W. M. and *Pollack, G. B.*, 1968: Infrared optical proporties of water and ice spheres. *Icarus 8*, 324 – 360.

Kellogg, W. W., 1978: *Global influences of mankind on the climate*, in: *Climate Change;* Editor: *I. Gribbin*, Cambridge University Press, London, 205 – 227.

McClatchey, R. A., Benedict, W. S., Clough, S. A., Burch, D. E., Calfee, R. F., Fox, K., Rothmann, L. S. and *Garing, J. S.*, 1973: AFCRL *Atmospheric absorption line parameters compilation.* AFORL – TR – 0016.

Moskalenko, N. I., 1969: The spectral transmission function in the bands of the water vapour, O_3, N_2O, and N_2 atmosheric comoponents. (in Russian) *Izv. Atmosph. and Oceanic Phys. 5.* 1179 – 1190.

Plass, G. N., Kattawar, G. E. and *Catchings, G. E.*, 1973: Matrix-operator-theory of radiative transfer. *Appl. Opt. 12*, 314 – 329.

Ryan, R. T., Blau, H. H., Jr. Von Thüna, P. C., Cohen, M. L., Roberts, and *G. D.*, 1972: Cloud microstructure as determined by an optical cloud particle spectrometer. *JAM. 11*, 149 – 156.

Stephens, G. L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. Parts I and II, *JAS, 35*, 2111 – 2132.

Stephens, G. L., Paltridge, G. W. and *Platt, C. M. R.*, 1978: Radiation profiles in extended water clouds. Part III: Observations, *JAS, 35*, 2133 – 2141.

Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environment., 8*, 1251 – 1256.

Twomey, S., 1978: *Influence of the aerosol on optical properties of clouds*, GARP Climate Dynamics Sub-Programme, Report of IOC-Study Conference on parameterization of extended cloudines, Appendix E, WMO, Geneva, October 1978.

Van de Hulst, H. C., 1957: *Light scattering by small particles.* Wiley, New York, 1957, 470.

Warner, J. and *Twomey, S.*, 1967: The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. *JAS, 24*, 704 – 706.

Wiscombe, W. J., 1976a: Extension of the doubling method to inhomogeneous sources. *J. Quant. Spectr. Rad. Transf., 16*, 477 – 489.

Wiscombe, W. J., 1976b: On intialisation, error and flux conservation in the doubling method. *J. Quant. Spectr. Rad. Transf., 16*, 637 – 658.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982, március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982. Budapest

An evaluation of the possible effect of anthropogenic sulfate particles on the precipitation ability of clouds over Europe

E. MÉSZÁROS and G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, H—1675 Budapest, P.O.B. 39, Hungary*

Az antropogén szulfát részecskék hatása a csapadékképződésre Európa fölött. Európa fölött a kénvegyületek légköri körforgalmában a szulfát részecskék kb. 80%-a antropogén. Mivel ezek a részecskék aktív kondenzációs magvak, valószínű, hogy az ipari forradalom előtt a csapadékmennyiség különbözött a jelenlegi értéktől. Huszonkilenc európai állomás 1871–1970 közötti adatai szerint azonban a csapadékmennyiség időbeli változásai nem egyértelműek. Valószínű ezért, hogy a kondenzációs magvak számának ötszörös növekedése nem befolyásolja alapvetően a csapadékképződést.

⁎

An evaluation of the possible effect of anthropogenic sulfate particles on the precipitation ability of clouds over Europe. It is shown by atmospheric sulfur budget calculation that about 80% of sulfate particles are man-made over Europe. Considering that these particles are supposed to be effective cloud condensation nuclei, it is reasonable to suppose that before the industrial revolution the quantity of precipitation was different from the present value. However, no unambiguous trend is found in the amount of precipitation between 1871 and 1970 by using the data of 29 European stations. Hence, it is possible that a five-fold increase in the number of condensation nuclei does not influence essentially the precipitation formation.

⁎

Introduction. The study of the effects of air pollution on atmospheric phenomena is one of the most important tasks of atmospheric science at present. Such an effect can be caused by anthropogenic aerosol particles influencing the microphysical processes in clouds and subsequently the formation of precipitation which depends, among other parameters, on the initial cloud structure. Thus, a smaller number of cloud condensation nuclei (CCN) result in a lower droplet concentration and larger average droplet size and *vice versa* (see e.g. *Fletcher*, 1962). This means that, according to the coalescence theory of precipitation formation, an increase in the CCN concentration decreases the amount of precipitation.

Different measurements on the physical properties of CCN (e.g. *Twomey*, 1968 and 1971; *Dinger* et al., 1970) as well as on the chemical composition and size distribution of aerosol particles (e.g. *Mészáros*, 1968; *Mészáros* and *Vissy*, 1974) show that the majority of condensation nuclei consist mostly of fine sulfate particles formed in the air by gas-to-particle conversion.

It is reasonable to suppose that in industrialized areas, where sulfur dioxide emission is important, the precipitation regime has substantially been modified by sulfate particles attributable to human activity. The aim of this paper is to discuss this problem in the case of the European continent by

determining the anthropogenic fraction of sulfate particles on the basis of atmospheric sulfur budget calculations as well as by analyzing the trend of precipitation amount at different European stations between 1871 and 1970.

1. *The European sulfur budget*

The atmospheric sulfur budget presented is based on a previous paper dealing with the continental cycle of sulfur species (sulfur dioxide and sulfate) in oxidized form (*Mészáros* et al., 1978). The results of this previous work are completed now with estimates on the continental source strength of hydrogen sulfide, carbonyl sulfide, carbon disulfide and dimethyl sulfide emitted by the biosphere.

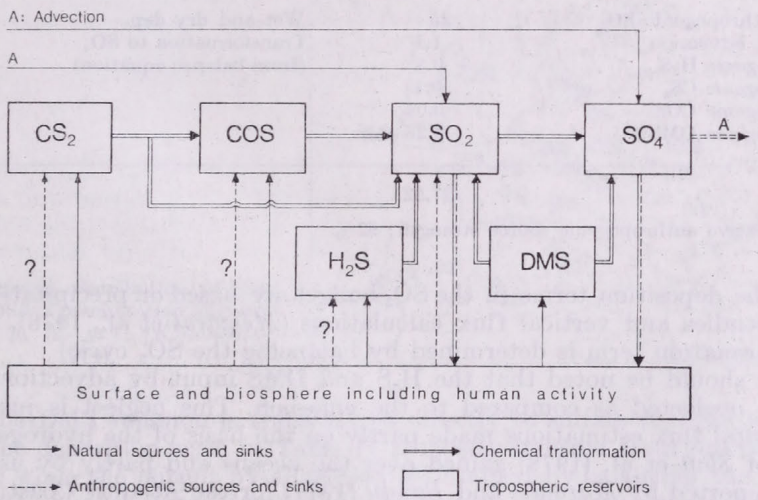


Fig. 1: Scheme of atmospheric sulfur budget (for further details see the text)

Briefly, it is assumed that over Europe there is a box, with an impermeable lid at the tropopause. The sulfur input into the box is due partly to advection and partly to surface emissions, while the output is determined by the wet and dry deposition and advection. In the box gaseous sulfur species transform chemically into a more oxidized state and the loss by advection is in sulfate form *(Fig. 1)*.

The source and sink terms in the budget of sulfur dioxide–sulfur over Europe are summarized in *Table I*. The anthropogenic source strength has been taken from Semb's paper (*Semb*, 1978), while SO_2 advection has been calculated from the results of atmospheric concentration measurements over the Atlantic by using a 25 km h^{-1} mean tropospheric wind speed (*Mészáros* et al., 1978). Further, the atmospheric H_2S burden has been determined from data published by *Jaeschke* et al. (1978). This burden was divided by a residence time of 12 hours to obtain the emission given in Table I. The emission of other biogenic gases, for lack of published observations made in the European air, has been estimated in the following manner. The natural emission rates

for these materials have been compiled by *Várhelyi* and *Gravenhorst* (1981). Their compilation gives the release of biogenic sulfur gases for different soils as well as for estuarine marshes. It should be noted that the area of estuarine marshes and intertidal flats around Europe (equal to 0.14×10^6 km^2) was considered to be within the box. By taking into account the extent of the source areas of different types and the emission rates given by the authors mentioned, the European biogenic source strengths of DMS, CS_2 and COS are calculated to be 0.56, 0.10 and 0.04 Tg S yr^{-1}, respectively.

TABLE I

The SO_2-S budget in the atmosphere over Europe. The values are expressed in Tg yr^{-1} sulfur

Source	Strength	Sink	Strength
Anthropogenic SO_2	25	Wet and dry dep.	17
SO_2 advection	1.1	Transformation to SO_4	10.3
Biogenic H_2S	0.8	(from balance equation)	
Biogenic CS_2	0.1		
Biogenic COS	0.04		
Biogenic DMS	0.28		
Σ	27.32		27.3

Relative anthropogenic source strength: 92%

The deposition terms in the SO_2 budget are based on precipitation chemistry studies and vertical flux calculations (*Mészáros* et al., 1978), while the transformation term is determined by balancing the SO_2 cycle.

It should be noted that the H_2S and DMS input by advection into the box is neglected as compared to the emission. This neglect is justified by horizontal flux estimations made partly on the basis of the hydrogen sulfide data of *Slatt* et al. (1978) gained over the oceans and partly by using DMS data reported by *Maroulis* and *Bandy* (1977) for the Atlantic Coast. In these estimations a scale height of 1 km was assumed for both species (see *Sze* and *Ko*, 1980). On the other hand, since, according to the results of atmospheric measurements reviewed by *Bandy* and *Maroulis* (1980), COS and CS_2 concentrations are practically the same over oceanic and continental locations (over continents they are a bit higher), we supposed that the input by advection

TABLE II

The SO_4-S budget in the atmosphere over Europe. The values are expressed in Tg yr^{-1} sulfur

Source	Strength	Sink	Strength
From anthropogenic SO_2	9.48	Wet and dry dep.	5.3
SO_4 advection	1.0	SO_4 advection	6.3
From biogenic SO_2	0.82	(from balance equation)	
From biogenic DMS	0.28		
Σ	11.58		11.6

Relative anthropogenic source strength: 82%

is at least equal to the output by advection. For this reason these terms were not taken into account in further considerations.

It follows from data given in Table I that 92% of the sulfur dioxide input into our box is due to anthropogenic emissions. Subsequently, the same fraction is man-made in the part of SO_2 transformed to sulfate particles.

Table II contains the European budget of sulfate–sulfur in the air. The SO_4–S advection is taken from our previous work (*Mészáros* et al., 1978), while the biogenic DMS source strength is based on the assumption that the

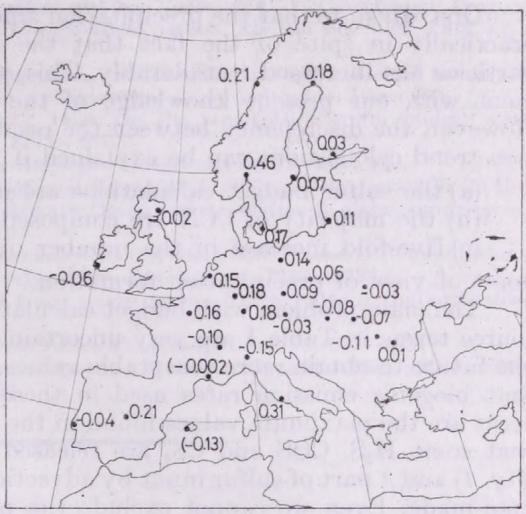


Fig. 2: Spatial distribution of the relative trend of precipitation amount expressed in % yr^{-1} (*Koflanovits*, 1974)

half of the DMS emission is transformed directly to sulfate (see *Sze* and *Ko*, 1980). The deposition term in Table II is mostly inferred from precipitation analyses, while the output by advection is obtained by balancing the atmospheric SO_4 budget over Europe. An important consequence of values in Table II is that 82% of sulfate particles come from sulfur gases emitted by anthropogenic sources. Thus, it is reasonable to suppose that before the industrial revolution the number of sulfate particles in the atmosphere over Europe was about five times less than at present provided that the size distribution of these particles was similar to the present average spectrum.

2. *The trend of precipitation amount over Europe*

It follows from the above discussion that theoretically there is a possibility that the precipitation formation ability of clouds over Europe has been modified due to the increase of the concentration of anthropogenic sulfate particles. To study this possibility the trend of the precipitation amount between 1871 and 1970 was calculated for 29 European meteorological stations (*Koflanovits*, 1974). The results of this calculation are plotted in *Fig. 2*. This figure shows the ratio expressed in % yr^{-1} of the absolute linear trend to the average precipitation amount. One can see from this figure that in NW Europe the precipitation amount slightly increased, while it decreased to a certain extent over the south-eastern part of the continent during the time interval consid-

ered. Except the rather high value for one station (Oslo) the increase of the amount of precipitation is maximum around 20% per 100 yr. The maximum decrease observed in Sibiu (Rumania) is only 11% per 100 yr. Thus we can conclude that, on the one hand, the variation in the amount of precipitation during the last hundred years over Europe is not consistent and, on the other hand, it can be neglected as compared to the change of the number of CCN from sulfate.

3. *Discussion*

One can state that the precipitation amount over Europe has not changed practically in spite of the fact that the number of anthropogenic sulfate particles has increased considerably. This statement seems to be in disagreement with our present knowledge of the cloud and precipitation physics. However, the discrepancy between the results of sulfur budget and precipitation trend calculations can be explained if

(a) the sulfur budget calculations are incorrect;

(b) the majority of CCN are composed of other than sulfate species;

(c) five-fold increase in the number of CCN is not important from the point of view of precipitation formation.

The main problem with budget calculations presented is that the biogenic source terms in Table I are very uncertain. Much more research is needed in the future to obtain more acceptable values. It should be noted in this respect that biogenic emission rates used in these calculations for different source areas are the maximum values found in the literature. Further, we can expect that some H_2S, COS and CS_2 are released from anthropogenic sources (see *Fig. 1*) and a part of sulfur input by advection into the box over Europe is also man-made. Even we cannot exclude the possibility that a part of biogenic carbonyl sulfide is transported into the stratosphere and lost for tropospheric sulfate particle formation. It follows from this discussion that the five-fold increase of sulfate burden calculated is likely a lower limit.

On the other hand it is probably also correct that CCN consist mostly of sulfate particles. First, one can demonstrate that the concentration of large particles, which can be activated at supersaturations occuring in the clouds, is much smaller than the concentration of cloud droplets (*Mészáros*, 1969). Moreover, it follows from thermodynamic calculations that Aitken-sized particles can be activated under atmospheric conditions only if they are composed of water soluble substances. According to chemical measurements made in different parts of the world, sulfate particles give the most important fraction of soluble materials in the atmospheric aerosol (for further details see *Mészáros*, 1981).

This discussion points into the direction that a five-fold increase in the quantity of CCN does not influence substantially the precipitation release from the clouds. In other words this means that changes in cloud-microphysics due to such a variation in nucleus population are not determinant concerning the formation of precipitation.

REFERENCES

Bandy, A. R. and *Maroulis, P. J.*, 1980: Impact of recent measurements of OCS, CS_2 and SO_2 in background air on the global sulfur cycles. In *Atmospheric sulfur deposition. Environmental impact and health effects*, 55–63, Ann Arbor Science Publ. Inc., Ann Arbor.

Dinger, J. E., Howell, H. B. and *Wojciechowski, T. A.*, 1970: On the source and composition of cloud nuclei in a subsident air mass over the North Atlantic. *J. Atmosph. Sci. 27*, 791–797.
Fletcher, N. H., 1962: *The physics of rainclouds.* University Press, Cambridge.
Jaeschke, W., Georgii, H. W., Claude, H. and *Malewski, H.*, 1978: Contributions of H_2S to the atmospheric sulfur cycle. *Pure and Appl. Geophysics 116*, 465–475.
Koflanovits, E., 1974: Hosszú csapadéksorok trendjének elemzése Európa területén. *Időjárás 78*, 88–96.
Maroulis, P. J. and *Bandy, A. R.*, 1977: Estimate of the contribution of biologically produced dimethyl sulfide to the global sulfur cycle. *Science 196*, 647–648.
Mészáros, E., 1968: On the size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Tellus 20*, 443–448.
Mészáros, A., 1969: Vertical profile of large and giant particles in the lower troposphere. *Proc. 7th International Conference of Condensation and Ice Nuclei*, 364–368, Academia, Prague.
Mészáros, E., 1981: *Atmospheric chemistry. Fundamental aspects.* Elsevier Scientific Publ. Co., Amsterdam.
Mészáros, A. and *Vissy, K.*, 1974: Concentration, size distribution and chemical nature of atmospheric aerosol particles in remote oceanic areas. *J. Aerosol Sci. 5*, 101–110.
Mészáros, E., Várhelyi, G. and *Haszpra, L.*, 1978: On the atmospheric sulfur budget over Europe. *Atmospheric Environment 12*, 2273–2277.
Semb, A., 1978: Sulfur emission in Europe. *Atmospheric Environment 12*, 455–460.
Slatt, B. J., Natusch, D. F. S., Prospero, J. M. and *Savoie, D. L.*, 1978: Hydrogen sulfide in the atmosphere in the northern equatorial Atlantic Ocean and its relation to global sulfur cycle. *Atmospheric Environment 12*, 981–991.
Sze, N. D. and *Ko, M. K. W.*, 1980: Photochemistry of COS, CS_2, CH_3SCH_3 and H_2S: implications for the atmospheric sulfur cycle. *Atmospheric Environment 14*, 1223–1239.
Twomey, S., 1968: On the composition of cloud nuclei in the North Eastern United States. *J. Rech. Atmosph. 4*, 281–285.
Twomey, S., 1971: The composition of cloud nuclei. *J. Atmosph. Sci. 28*, 377–381.
Várhelyi, G. and *Gravenhorst, G.*, 1981: An attempt to estimate biogenic sulfur emission into the atmosphere. *Időjárás 85*, 126–133.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4 March–August 1982, Budapest

Heterogeneous SO_2-oxidation: Its contribution to the cloud condensation nuclei formation process

R. DLUGI and S. JORDAN, *Kernforschungszentrum Karlsruhe Gmbh, Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik I. D—7500 Karlsruhe 1, P.O.B. 3640* F. R. G.

A kén-dioxid heterogén oxidációjának szerepe a felhőmagvak keletkezésében. A légköri felhőmagvak keletkezésének egyik lehetséges mechanizmusa a gázok heterogén reakciója száraz vagy nedves aeroszol részecskék felületén. Jelen munkában a szerzők a kén-dioxid heterogén oxidációjának reakció-kamrában végzett vizsgálatáról számolnak be. A különböző aeroszolokra (pl. korom, pernye, vulkáni hamu, cement) vonatkozó eredményeik szerint a részecskék felületén képződő H_2SO_4 és szulfátok mennyisége erősen függ a relatív nedvességtől, a pH értékétől, a felületen lévő vegyületektől és a részecske formájától. Az ionok közötti vonzás elmélete alapján kiszámítható a különböző összetételű részecskék kritikus túltelítettsége. Az eredmények szerint a SO_2-vel reagált részecskékhez tartozó túltelítettség 2–50-szer kisebb, mint az oxidációban részt nem vevő részecskéké.

⁎

Heterogeneous SO_2-oxidation: Its contribution to the cloud condensation nuclei formation process. One of the possible mechanisms for the cloud nuclei formation in the atmosphere is the process of heterogeneous reactions on dry or wetted aerosol particles. Experiments to study the heterogeneous SO_2-oxidation were performed in a reaction chamber on airborne particles. The results for different aerosols (e. g. soots, fly ash, vulcanic ash, cement dust) show that the amount of H_2SO_4 and sulfates being formed on the particle surface is strongly dependent on relative humidity, pH-value, surface compounds and particle morphology. A theory based on the interionic attraction theory is used to calculate the critical supersaturation for the different particles from the knowledge of their chemical composition. The supersaturation for particles reacted with SO_2 is reduced by a factor of 2–50 compared with particles before the reaction with SO_2.

⁎

Introduction. Recently it was shown that heterogeneous reactions of SO_2 in the atmosphere can lead to considerable amounts of sulfuric acid and sulfate containing aerosol particles and droplets (ISSA, 1978). The heterogeneous oxidation on solid particles can be catalyzed by transition-metal compounds but also by acid or basic centers on their surfaces (e. g. *Britton* and *Clarke*, 1979; *Cofer III* et al., 1981; *Haury* et al., 1978; *Liberti* et al., 1978; *Judeikis* et al., 1978). As mentioned by some authors (*Britton* and *Clarke*, 1979; *Dlugi* et al., 1981) the results of these experiments may be influenced by the geometric arrangement of the different reactors used during these studies. The particle properties can vary remarkably and therefore have a large influence on the reaction rates and the total amount of sulfate or sulfuric acid being formed. The oxidation of SO_2 in aqueous solutions can be catalyzed by transition-metal compounds or take place by a reaction with oxidants as O_3 or H_2O_2 (e. g. *Barrie* and *Georgii*, 1976; *Beilke* and *Gravenhorst*, 1978; *Hegg* and *Hobbs*, 1978; *Penkett* et al., 1979). Also for these reactions a large scatter

of experimental data was found, which can be possibly explained by different mass transfer conditions during these experiments. On the other hand ionic strength effects were neglected when the reaction constants were calculated from experimental data as discussed by *Clarke* (1980). Hence an estimation: which reaction pathway will be more important in the atmosphere, can give only qualitative results at present. As aerosol particles take up water with increasing relative humidity (e. g. *Winkler* and *Junge*, 1972; *Hänel*, 1976), the two types of reactions on particles and inside droplets are only different by the amount of water in an activated particle – being a droplet – or a non activated particle being a particle with concentrated electrolyte solution possibly containing insoluble nuclei. It was discussed, for example by *Kortüm* (1972) and *Clarke* (1980) that ionic parameters can remarkably enhance or reduce the reaction velocity in those electrolyte solutions. So the water uptake of salt containing particles and their chemical reactivity should be controlled by the same physical and chemical quantities.

When aerosol particles are released into the atmosphere, they usually contain different amounts of soluble compounds. If mainly insoluble particles are present, they act as condensation nuclei if the actual supersaturation is larger than for a soluble particle of the same size (*Pruppacher* and *Klett*, 1978). Heterogeneous reactions can produce soluble compounds on insoluble particles. Hence these particles can act as condensation nuclei at lower supersaturations than before the reaction with trace gases.

Some results are presented of an experimental study on the heterogeneous SO_2-oxidation on the surface of coal fly ash particles, cement dusts, vulcanic fly ash and soots. From these experiments and the chemical analysis of reaction products the critical supersaturation is calculated by a theory which is based on the interionic attraction theory (e. g. *Hänel*, 1976; *Thudium*, 1978).

1. *The SO_2-oxidation on solid particles*

The SO_2-oxidation on the surface of different types of airborne aerosol particles was studied in a temperature and humidity controlled reaction chamber (*Dlugi* et al., 1981; *Haury* et al., 1978). A description of the other experimental techniques used for these examinations can be found in a preceding article (*Dlugi* et al., 1981). So only the theoretical approximation used to calculate a reaction velocity $a_0[\mathrm{in}(g_{SO_4^{2-}})\,(g^{-1}_{\mathrm{aerosol}})\,(\mathrm{min})^{-1}]$ should be shortly discussed again. Equation (1) is used which describes the increasing surface coverage by the formation of a reaction product (see *Britton* and *Clarke*, 1979; *Dlugi* et al., 1981).

$$\frac{1}{m_{\mathrm{aerosol}}}\,\frac{d}{dt}\,m_{SO_{4p}^{2-}}(t) = a_0\left(1-\frac{m_{SO_4^{2-}}(t)}{m^{\infty}_{SO_4^{2-}}}\right)^2, \qquad a_0 = k[SO_2]_0^m \qquad (1)$$

with the mass of aerosol m_{aerosol}, the mass of sulfate produced as a function of time $m_{SO_{4p}^{2-}}(t)$, the mass of sulfate being produced at time t $m_{SO_4^{2-}}(t)$ and the mass of sulfate at the end of the reaction $m^{\infty}_{SO_4^{2-}}(t)$. For low relative humidities m is about $0.5-0.8$, while for $r.h.>0.75$ $m\cong 1$. In this notation a_0 is a function of all parameters which effect a gas-solid reaction, e. g. the mass transfer conditions the chemical (surface-) properties of the particles and the influence of ionic strength effects on the reaction velocity.

To characterize the acid or basic properties of the different types of aerosol particles, the pH-value of a suspension of 1 g aerosol substance in 30 ml H_2O_{bidest} (pH = 7) was used. As the amount of acids like H_2SO_4 on these particles was very small or neglible before the reaction with SO_2 the change of the pH-value is mainly due to the adsorption of H_3O^+ or HO^- on the dust

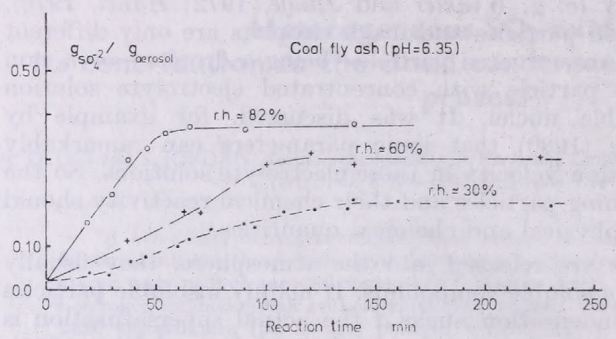


Fig. 1: The sulfate formation for coal fly ash particle as a function of time and relative humidity

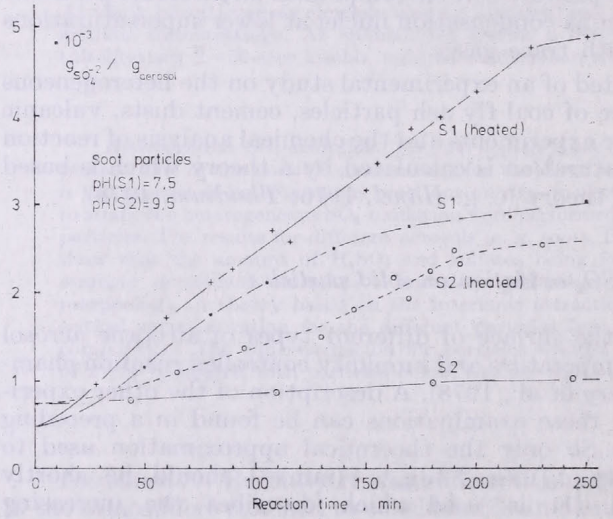


Fig. 2: The sulfate formation as a function of time for basic soot particles. The particles were heated for 1 h by 20 °C and 250 °C

surfaces. So these measurements give a classification of the aerosol properties as a function of pH-value without a detailed analysis of possible mechanisms.

All the experiments on the sulfate formation as a function of time were performed for SO_2 concentrations between 0.05 – 5 mg m^{-3}, temperatures of 8 °C to 35 °C, and relative humidities of 25% to 92% for coal fly ash, cement dust, vulcanic ash and soots. Typical results are presented in *Figs. 1–2*. In both cases the sulfate mass per mass of aerosol substance increases until a saturation value (the capacity) for these special thermodynamic conditions is reached. For fly ash the capacity increases remarkably with increasing relative humidity. For soot particles this is not observed, but a heating of particles before the reaction with SO_2 causes an increase of the capacity. The sulfate formation for cement dusts and vulcanic ash from St.

Helens shows a behaviour comparable to this of coal fly ash particles. Some results of the capacities per m² of specific surface area for these aerosol particles are shown in *Fig. 3*. While for airborne basic soots the results from different experiments agree well, the capacities per m² for the other types of particles are larger by a factor of about $10^2 - 10^3$ than values published by *Liberti* et al.

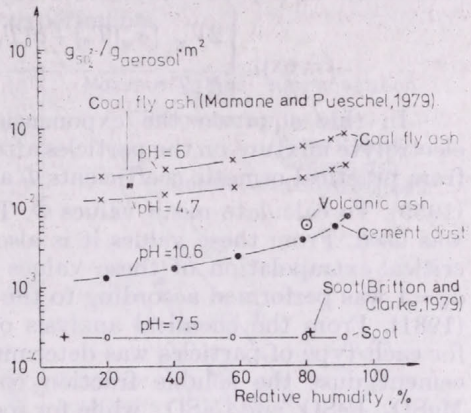


Fig. 3: The reaction capacity per m² for some types of aerosol particles

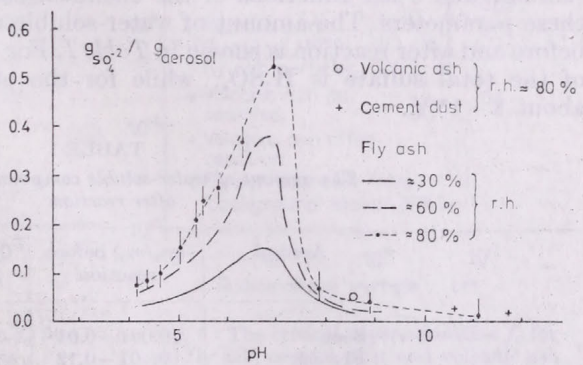


Fig. 4: The dependence of capacity on the pH-value and relative humidity for different types of aerosols

(1978) and *Judeikis* et al. (1978). This can be caused as well by the type of chemical reactor used for these measurements as by the different properties of aerosol particles studied (*Britton* and *Clarke*, 1979; *Dlugi* et al., 1981). But in all cases for fly ash and cement dusts the capacity increases with increasing relative humidity. The "influence of the pH-value" on the capacity is shown in *Fig. 4*. For neutral or slightly acid particles the capacity is maximal, but the reaction proceeds somewhat differently compared with the results from Fig. 1. For the experimental conditions ($pH \cong 7$, $r.\,h. \cong 80\,\%$ or $60\,\%$, $[SO_2]_0 \cong 4$ mg m^{-3}) the sulfate production is small for about 60 minutes, and only a value of 0.1 $g_{SO_4^{2-}}$ g^{-1} aerosol is measured. Then – on the more acid particles – the rate increases and the maximum capacity is reached for a reaction time of about 3 h. So the maximum of the reaction velocity is calculated for $pH \cong 5.5$ and not for $pH \cong 7$ (*Dlugi* et al., 1981). The a_0 values also increase with increasing relative humidity for all particles without soots.

2. *The calculation of the equilibrium water uptake of aerosol particles*

The water uptake of aerosol particles which had reacted with SO_2 was calculated following the theoretical way proposed by *Hänel* (1976), *Thudium* (1978) and *Hänel* and *Lehmann* (1981). The relative humidity f over a particle surface and therefore also the critical supersaturation f_c are calculated according to equation (6.4) from *Hänel* (1976)

$$f = \exp.\left(\frac{2V_w}{R_w T}\,\frac{[\sigma_w(T_0)+a(T_0-T)+b\,\dfrac{m_s}{m_0}\dfrac{m_0}{m_w}]}{r} - \eta\,\frac{m_0}{m_w}\right) \qquad (2)$$

In this equation the exponential mass increase coefficient η for the electrolyte mixture on the particles after the chemical reaction can be computed from practical osmotic coefficients Φ as tabulated e. g. by *Robinson* and *Stokes* (1959). To calculate mean values $\bar{\Phi}$, Thudium's mixing rule *(Thudium*, 1978) was used. From these values it is also possible to calculate η. The somewhat critical extrapolation of these values from water activities $a_w \leq 0.965$ up to $a_w = 1$ was performed according to the way described by *Hänel* and *Lehmann* (1981). From the chemical analysis of particle samples a mean composition for each type of particles was determined. For coal, fly ash, vulcanic ash and cement dust the soluble fraction contains mainly H_2SO_4, K_2SO_4, Na_2SO_4, $MgSO_4$, $FeSO_4$ and $CaSO_4$, while for soots only H_2SO_4 should control the water uptake. Since the exponential mass increase coefficient, the term m_w/m_0, the radius r and σ are functions of the chemical composition, also f_c depends on these parameters. The amount of water-soluble mass for the different aerosols before and after reaction is shown in *Table I*. For soot particles about 25 – 80% of the total sulfate is H_2SO_4, while for the other particles this amount is about 8 – 15%.

TABLE I

The amount of water-soluble compounds before and after reaction

Aerosol	(m_s/m_0) before reaction	(m_s/m_0) after reaction
Soot	0.001 – 0.01	0.01 – 0.06
Fly ash	0. 01 – 0.12	0.05 – 0.55
Cement	0. 02 – 0.06	0.04 – 0.13
Volcanic ash	0. 02 – 0.03	0.05 – 0.08

The critical supersaturation is calculated for soots and for fly ash, cements and volcanic ash. Including the experimental errors, one can estimate a statistical error of about ± 20 % for the values of critical supersaturation. The maximum value is presented. For basic soots, from our experiments only a reduction of the critical supersaturation is obtained by a factor of 2 – 10 *(Fig. 5)*. A value for soot particles before reaction with SO_4 with about 0.5% of soluble mass was deduced from microbalance measurements (*Hänel* and *Zankl*, 1980). This value agrees with data calculated only from chemical analysis to about 30%. The critical supersaturation for acid soots (*Cofer III* et al., 1981) is sometimes lower. So – as a function of soot formation processes – these particles, which are often found in the accumulation mode of the size distribution, need a supersaturation of about 0.05 % or more to be activated.

Other particles (fly ash, cement, volcanic ash) react with SO_2 to a larger extent. So the range of the critical supersaturation shows a reduction by a factor of 10 – 50 compared with insoluble particles and about a factor of 7 – 25 (sometimes 40) compared with particles before the reaction *(Fig. 6)*. The larger the capacity, the larger the reduction of supersaturation. For different single fly ash particle samples in plumes (*Mamane* and *Pueschel*, 1979) and near the ground (*Andre* et al., 1981) a reduction of f_c was calculated comparable to aerosols from laboratory experiments.

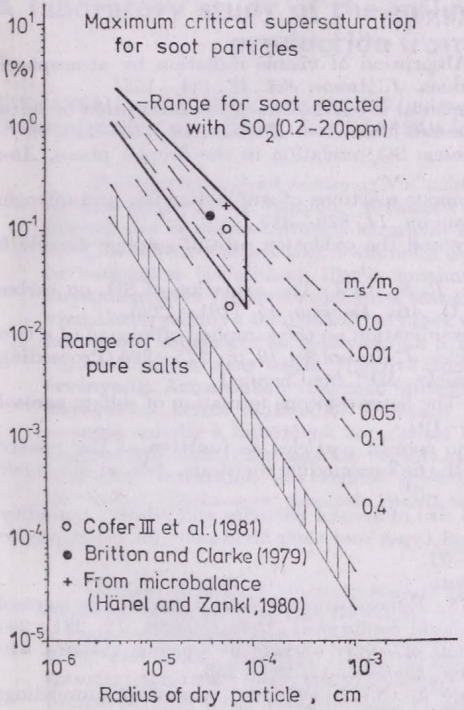


Fig. 5: The critical supersaturation f_c for different types of soot particles

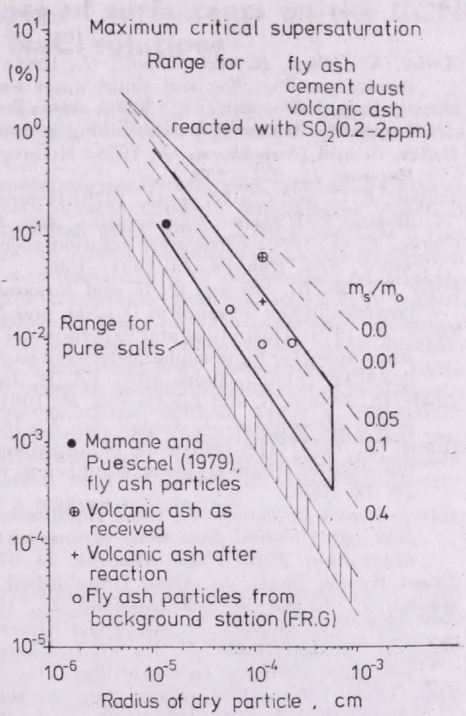


Fig. 6: The critical supersaturation f_c for coal fly ash, cement dust and volcanic ash

3. *Conclusions*

It is shown that SO_2 is oxidized on different aerosol particles to sulfuric acid and sulfates. The amount of sulfate and H_2SO_4 is dependent on relative humidity, amount of basic and acid compounds, amount of water-soluble compounds and solar radiation (*Dlugi* et al., 1981). Additionally, the reaction velocity is dependent on the SO_2 concentration. So – as a consequence – the critical supersaturation being necessary to activate a particle, is reduced by a factor of about 2 – 50 during a chemical reaction with SO_2.

Soots are very important for the light absorption of aerosols in the free atmosphere and inside clouds. As they are not so reactive, they need a larger supersaturation than particles of the same size to grow to a droplet. This explains the results found by *Andre* et al. (1981) that the light absorption of visible radiation for non-activited particles is larger compared with large

particles due to the large soot content of these samples. Additionally, *Puxbaum* (1979) and *Dlugi* (1978) found that soot particles in wet air are collected by impactors in the same manner as in dry air, while sulfate particles show a water uptake with increasing relative humidity.

Further on, it can be concluded that for some types of aerosols the reaction rate with SO_2 may be largest in non-activated particles and not in droplets. This may be due to the limited solubility of catalysts and also an increasing reaction velocity with increasing water activity (*Clarke*, 1980).

REFERENCES

Andre, K., Dlugi, R. and *Schnatz, G.*, 1981: Absorption of visible radiation by atmospheric aerosol particles, fog and cloud water residues. *J. Atmos. Sci. 38*, 141–155.

Barrie, L. and *Georgii, H.-W.*, 1976: An experimental investigation of the absorption of sulfur dioxide by water drops containing heavy metal ions. *Atm. Environ. 10*, 743–749.

Beilke, S. and *Gravenhorst, G.*, 1978: Heterogenous SO_2-oxidation in the droplet phase. *Atm. Environ. 12*, 231–239.

Britton, L. G. and *Clarke, A. G.*, 1979: Heterogenous reactions of sulfur dixodide and nitrogen dioxide with carbon soot aerosols, *Atm. Environ. 14*, 829–839.

Clarke, A. G., 1980: Electrolyte solution theory and the oxidation rate of sulphur dioxide in water. *Atm. Environ. 15*, 1591–1595.

Cofer III, W. R., Schryer, D. R. and *Rogowski, R. S.*, 1981: The oxidation of SO_2 on carbon particles in the presence of O_3, NO_2 and N_2O. *Atm. Environ. 15*, 1281–1286.

Dlugi, R., 1978: Theoretical and experimental examination on the sampling efficiency of a two-stage impactor for nonsphericalaerosol particles. *J. Aerosol Sci. 10*, pp. 225–226 (Proceedings der GAF-Tagung, Mainz 1979, Ed. R. Jaenicke, MPI für Chemie.)

Dlugi, R., Jordan, S. and *Lindemann, E.*, 1981: The heterogeneous formation of sulfate aerosols in the atmosphere. *J. Aerosol Sci. 12*, 185–197.

Hänel, G., 1976: The properties of atmospheric aerosol particles as function of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. in Geophysics 19*, 73–188.

Hänel, G. and *Lehmann, M.*, 1981: Equilibrium size of aerosol particles and relative humidity: New experimental data from various aerosol types and their treatment for cloud physics application. *Beitr. Phys. Atmosph. 54*, 57–71.

Hänel, G. and *Zankl, B.*, 1980: Unpublished data.

Haury, G., Jordan, S. and *Hofmann, C.*, 1978: Experimental investigation of the aerosol-catalyzed oxidation of SO_2 under atmospheric conditions. *Atm. Environ. 12*, 281–287.

Hegg, D. A. and *Hobbs, P. V.*, 1978: Oxidation of sulfur dioxide in aqueous systems with particular reference to the atmosphere. *Atm. Environ. 12*, 241–253.

Issa, 1978: International symposium on sulfur in the atmosphere; workshop proceedings. *Atmospheric Environ. 12*, 7–23.

Judeikis, H. S., Stewart, T. B. and *Wren, A. G.*, 1978: Laboratory studies of heterogenous reactions of SO_2. *Atm. Environ. 12*, 1633–1641.

Kortüm, G., 1972: *Lehrbuch der Elektrochemie.* Verlag Chemie, Weinheim.

Liberti, A., Brocco, D. and *Possanzini, M.*, 1978: Adsorption and oxidation of sulfur dioxide on particles. *Atm. Environ. 12*, 255–261.

Mamane, Y. and *Pueschel, R. F.*, 1979: Oxidation of SO_2 on the surface of fly ash particles under low relative humidity conditions. *Geophys. Research Lett. 6*, 109–112.

Penkett, S. S., Jones, B. M. R., Brice, K. A. and *Eggleton A. E. J.*, 1979: The importance of ozone and hydrogen peroxide in oxidizing sulfur dioxide in cloud and rainwater. *Atm. Environ. 13*, 123–137.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation.* D. Reidel, Dordrecht, Holland.

Puxbaum, H., 1979: Thermo-Gasanalysator zur Charakterisierung von Kohlenstoff- und Schwefelverbindungen in luftgetragenen Stäuben. *Fresenius Z. Anal. Chem. 298*, 250–259.

Robinson, R. A. and *Stokes, R. H.*, 1959: *Electrolyte Solutions*, Butterworth, London.

Thudium, J., 1978: Water uptake and equilibrium sizes of aerosol particles at high relative humidities: Their dependence on the composition of the water-soluble material. *Pageoph. 116*, 130–148.

Winkler, P. and *Junge, C.*, 1972: The growth of atmospheric aerosol particles as a function of relative humidity. Part I: Method and measurements at different locations. *J. Rech. Atmos.* (Mémorial Henri Dessens), 617–638.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

A laboratory study of the influence of surfactants on the CCN production from NaCl solutions

B. THAVEAU and R. SERPOLAY, *I.O.P.G. du Puy de Dome, L.A.M.P. 12, avenue des Landais, 63001 Clermont-Ferrand Cedex, France*, S. PIEKARSKI, *Laboratoire de Chimie Organique B. Limoges, France*

Felületaktív anyagok hatása az NaCl oldatokból származó felhőmagvak keletkezésére, laboratóriumi megfigyelések alapján. A szerzők NaCl oldatok felületén buborékokat létrehozó berendezést termikus diffúziós kamrával kapcsoltak össze, amely a felhőmagvakat 0,1 és 1,0%-os túltelítettségek között számolta össze. Az oldatokhoz különböző oldódó (anionokat és kationokat tartalmazó, illetve ionokat nem tartalmazó) és oldhatatlan felületaktív anyagokat adva tanulmányozható a részecskék képződésére gyakorolt hatásuk. A végzett vizsgálatok szerint a felületaktív anyagok csökkentik (vagy növelik) az aeroszol részecskék keletkezési sebességét és befolyásolják a keletkező magvak kondenzációs hatékonyságát. Az eredmények nem teszik lehetővé annak megítélését, hogy elsősorban melyik hatás érvényesül. Azt azonban világosan mutatják, hogy ha az oldódó higroszkópos felületaktív anyagokkal kezelt oldatokból származó magvak száma csökken, akkor a felületaktív anyagok mindig a buborékok képződését befolyásolják. Ez a megállapítás anionokat tartalmazó felületaktív anyagokkal végzett kísérleteken alapul. Az ellenkező eset, nevezetesen a magvak számának növekedése egyértelműen nem mutatható ki olyan felületaktív anyagokat alkalmazva, amelyek késleltetik a magvak növekedését.

⁎

A laboratory study of the influence of surfactants on the CCN production from NaCl solutions. A device producing bubbles at the surface of NaCl solutions was coupled with a static thermal diffusion chamber for counting the CCN at supersaturations between 0.1% and 1.0%. Different types of surfactants—among them water-soluble (anionic, cationic, non-ionic) and -insoluble ones—were added to the solutions. The results were compared with those obtained when a superficially clean saline solution was supplied to the bubbling device. It appears that the surfactants decrease or increase the rate of production of aerosol particles and affect the ability of these particles to act as CCN. The present experiments cannot usually determine which of these effects predominates. However, when a decrease of the CCN count is noticed in an aerosol generated by a solution in the presence of a soluble hygroscopic surfactant, it seems obvious that this effect must occur at the bubble formation level. This results from the use of anionic surfactants such as sodium dodecyl sulfate or sodium dodecylbenzenesulfonate. The opposite case, an increase of CCN count for an aerosol originating in the presence of a surfactant which retards the growth of nuclei has never been clearly observed in these experiments.

⁎

Introduction. The influence of surfactants on the growth rate of isolated NaCl crystals under conditions very close to saturation with respect to water vapour was presented last year in a paper during the International Conference on Cloud Physics in Clermont-Ferrand (*Thaveau* et al., 1980).

In an attempt to clarify the behaviour of the tested surfactants, the latter have been classified into water-insolube and -solube ones and, within the second class, into anionic, cationic and non-ionic surfactants (*Table I*, 1st column).

The main results may be summarized as follows (*Table I*, 2nd column):

– insoluble surfactants generally reduce the growth rate of the crystal, essentially during the first stage of the growth – that is to say until the crystal has completely disappeared into the growning droplet of salt solution.
– some soluble surfactants of the anionic and the cationic type unexpectedly increase the crystal growth rate. These surfactants have been found to assume a hygroscopic feature and to act as condensation nuclei just beneath the saturation.

TABLE I

Influence of various surfactants (1st column) on (a) *the growth rate of a NaCl crystal (2nd column),* (b) *the CCN number produced by bubbling from a NaCl solution (3rd column). The behaviour of a polluted crystal (or a polluted solution) is compared with a pure one (or a superficially clean one*

SOLUBLE SURFACTANTS		Growth rate	Effect on CCN number N produced by bubbling
Non-ionic:	Tween 20	Decrease	Decrease
	Cemulsol NP 23	Not very sensible	Not very sensible
	Tertiary amine	Decrease	Not very sensible
Anionic:	Sodium dodecyl sulfate	Increase	Decrease
	Sodium dodecylbenzenesulfonate	Increase	Decrease
Cationic:	Quaternary ammonium compound	Not very sensible	Increase
	Dodecylpiperazione hydrochloride	Increase	Increase
INSOLUBLE SURFACTANTS			
	Glycerol monostearate	Decrease	Decrease
	Octadecanol	Decrease	Decrease
	Oleic acid	Not very sensible	Increase

The present study is based upon the consideration that bubbling at the sea surface is one of the major processes in bubbling at the sea surface is one the major processes in producing natural hygroscopic aerosols and that this is responsible for a not negligible part of the enrichment of the atmosphere in surfactants resulting from biological mechanisms or human activities (*Blanchard*, 1964; *Barger* and *Garrett*, 1970). That is why the bubbling process has been reproduced in the laboratory with superficially clean NaCl solutions gradually polluted by the same surfactants as those used during the above mentioned work and classified in the same way. Immediately after generation, the aerosols were tested inside a thermal diffusion chamber for CCN counting.

In the recent past, some authors have used such an experimental method consisting in coupling a bubbling device with a condensation nuclei counter (CNC) operating at high supersaturation (*Day* and *Lease*, 1968; *Paterson* and *Spillane*, 1969). Our experimentation is somewhat different from theirs in the type of the bubbling device – which includes a teflon membrane instead of a filter plate (*Guichard* and *Lamauve*, 1980) – and in the type of the counter chosen. In fact, our interest does not lie in the whole amount of the nuclei produced by bubbling, but only in those which can be activated as cloud condensation nuclei (CCN), i.e. at a supersaturation beneath 1.0%.

Description of the bubbling device

The bubbling device is composed of three parts *(Fig. 1)*. The lower one is a first chamber into which filtered air is introduced under a slight overpressure and passes through a teflon membrane supporting a layer of saline solution. The bubbling process is achieved at that level. The aerosol so produced

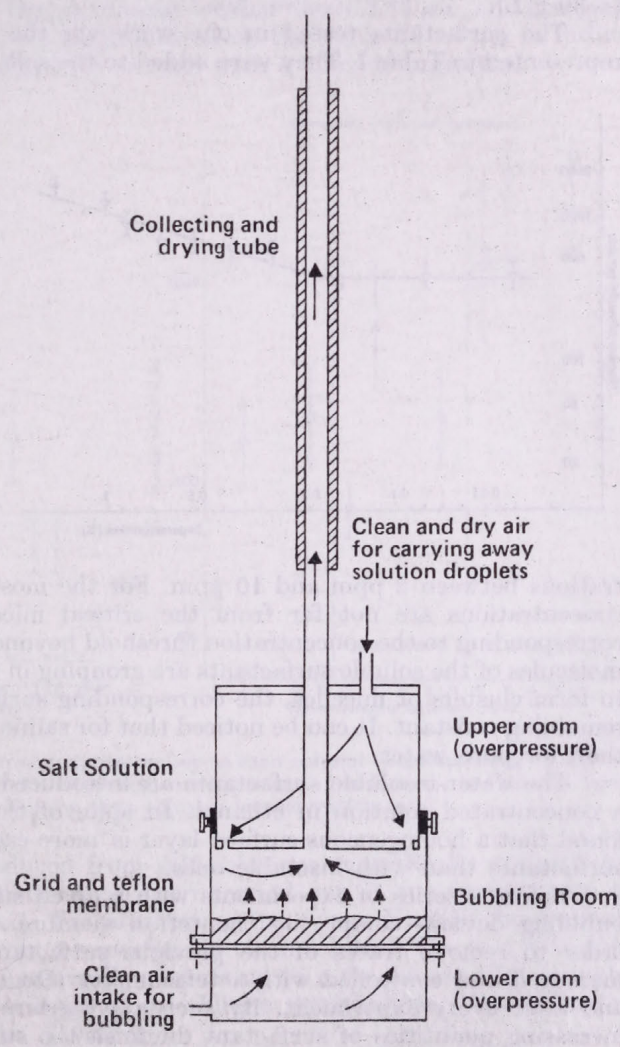


Fig. 1 : Scheme of the bubbling device

fills a second chamber into which filtered air is admitted to carry away the aerosol into the drying tube which completes the device. The simulation of bubbling made in such a way has been found closer to the natural process than when the air is passed through a fritted glass filter plate.

The air intake of the CCN counter is directly connected to the drying tube of the bubbling device.

The thermal diffusion chamber (CCN counter) is of the static type. The same model has been used during the International Workshop on CCN in Reno (1980) (*Serpolay*, 1981).

Experimental procedure

The concentration of the NaCl solutions used equals that of the sea-water ($\simeq 30$ g/L).

The surfactants tested in our work are the same as those previously represented in Table I. They were added to the salt solutions to obtain concentrations between 2 ppm and 10 ppm. For the most soluble surfactants these concentrations are not far from the critical micellar concentration (CMC) corresponding to the concentration threshold beyond which the supplementary molecules of the soluble surfactants are grouping in the aqueous phase in order to form clusters or micelles, the corresponding surface tension of the solution remaining constant. It can be noticed that for saline solutions the CMC is lower than for pure water.

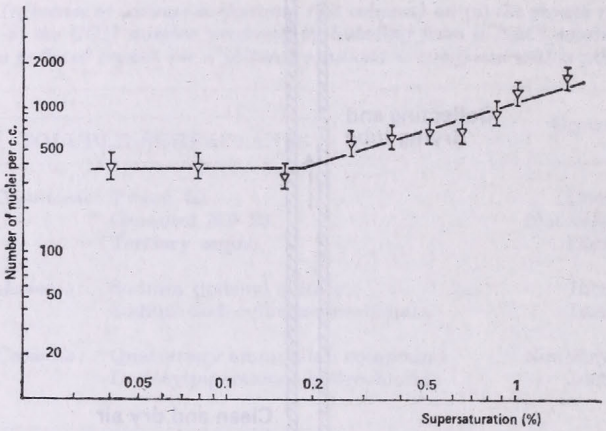


Fig. 2: $N = f(S)$ diagram for a superficially clean NaCl solution

The water-insoluble surfactants are introduced in the NaCl solution from a concentrated solution in ethanol. In spite of this precaution, it has been found that a homogeneous surface layer is more easily obtained with soluble surfactants than with insoluble ones.

Before a series of experiments with a given surfactant, the whole of the bubbling device – comprising the teflon membrane – is carefully cleaned in order to remove traces of the previous surfactant. The surface tension is measured and controlled with a tensiometer (Dognon – Abribat type) before and after every experiment. By such a procedure it has been verified that increasing quantities of surfactant diminish the surface tension, and that at the end of the experiment the surface tension is very sligthly higher than at the beginning.

Results

(1) For a superficially clean NaCl solution, the curve represented in *Fig. 2* as a log S *vs.* log N diagram, where S = supersaturation and N = number of activated nuclei, has been obtained.

For S values between 0.04% and 0.2%, N remains constant. This may mean that no more CCN are activated between 0.04% and 0.2% than at 0.04% or beneath this value, for which the calculated critical radius (dry salt particles) is about 0.33 μm.

Above an S value of 0.2% – 0.3%, corresponding to a critical nuclei radius of 0.1 μm, the number N is increasing with the degree of supersaturation. So it appears that the size distribution spectrum of the aerosol produced by bubbling is bimodal with a first maximum located above 0.33 μm, and a second one beneath 0.1 μm. In fact, a peak centred on the value of 0.5 μm in radius has been detected by sampling the aerosol with a cascade impactor.

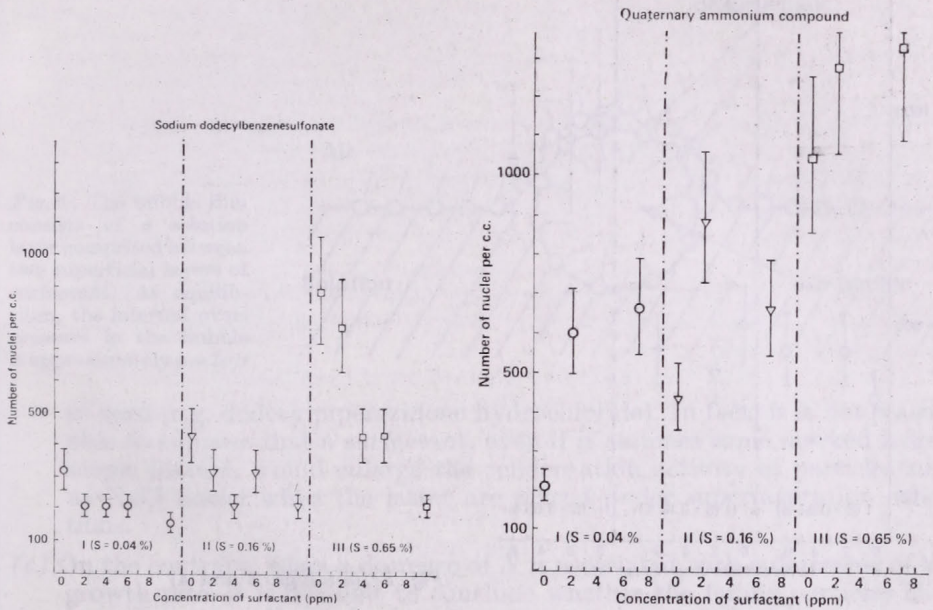


Fig. 3–4: On the graphs here presented, one can see in each column – corresponding to a given supersaturation – the results of N for increasing concentrations of surfactant, the first one being for the superficially clean solution (concentration zero)

(2) With aerosols produced from salt solutions superficially polluted by surfactants, the measurements have been carried out at supersaturations of $S = 0.04\%$, 0.16% and 0.65%. The supersaturation curves $N = f(S)$ obtained are similar to that resulting from a superficially clean solution, the two first dots (for $S = 0.04\%$ and 0.16%) generally pertaining to a first horizontal straight line, while the third dot belongs to an oblique straight line. The difference lies only at the level of the N values.

Three kinds of results may be distinguished:

(a) The N values are lower than for a superficially clean solution with Tween 20 (non-ionic), sodium dodecyl sulfate and sodium dodecylbenzenesulfonate (anionic), glycerol monostearate and octadecanol (insoluble). The decreasing of N appears more important at the highest supersaturation, that is to say for the smallest sizes of CCN, as it can be seen in *Fig. 3*.

(b) The N values are higher than for a superficially clean solution with solutions of quaternary ammonium compound *(Fig. 4)*, dodecylpiperazinone hydrochloride (cationic) and oleic acid (insoluble).

(c) No sensible modification with respect to the superficially clean solution is observed with non-ionic surfactants such as Cemulsol NP 23 *(Fig. 5)* and tertiary amine.

The complete results of this study are summarized in the 3rd column of Table I.

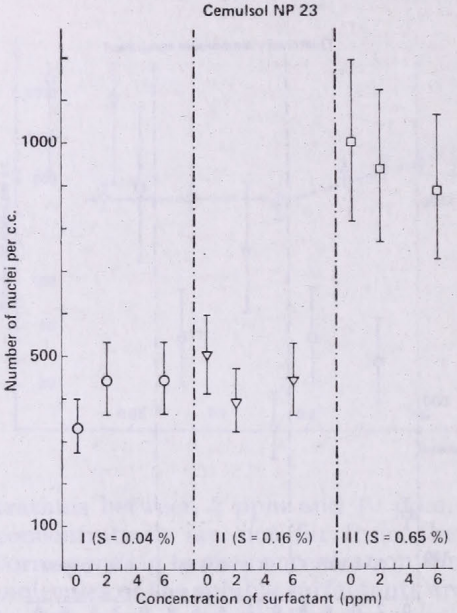


Fig. 5 : (see Figs. 3 and 4)

Discussion of the results

As the experimental method has combined two main phenomena, the results have to be analyzed according to the following aspects:

Particle production. The surface state of the solution is modified by the surfactant. This modification is causing a change in the size spectrum of the nuclei produced by bubbling.

Particle activation in the CCN counter. Traces of surfactant are carried away upon the aerosol particles when the bubbles burst, and may change the growth rate of the resulting nuclei, as it has been said before. For the insoluble surfactants this behaviour is well explained by a change of the value of the condensation coefficient in the theoretical growth equation (*Thaveau*, 1981).

By confronting the results in columns 2 and 3 of Table I, an attempt at their interpretation can be made:

(a) When a decrease of the N values and an increase of the growth rate – or no sensible effect on this growth rate – are simultaneously observed for a given surfactant (e.g. sodium dodecylbenzenesulfonate), the lowering

of N has likely to be located at the level of the nuclei production by bubbling because of a larger proportion of small nuclei, or because of an actual reduction of N. This consideration seems to be quite well supported by the conclusions of *Garrett*'s studies (1967, 1968) and a number of Russian works based upon laboratory experiments (*Bakhanova* et al., 1974).

(b) A similar conclusion can be drawn when an increase of N and an increase of the growth rate – or no detectable effect on this growth rate – occur

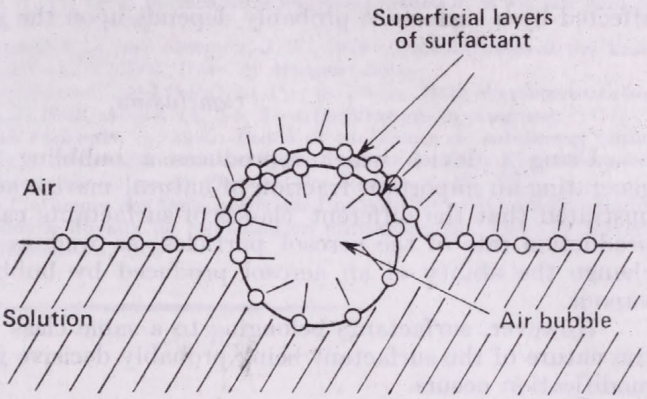


Fig. 6 : The bubble film consists of a solution layer comprised between two superficial layers of surfactant. At equilibrium, the internal overpressure in the bubble is approximately $p = 3\sigma/r$

at once (e.g. dodecylpiperazinone hydrochloride). In fact, it is not reasonable to suppose that a surfactant, even if it assumes some marked hygroscopic feature, would enlarge the condensation activity of particles such as NaCl nuclei when the latter are placed under supersaturation conditions.

(c) On the contrary, when a decrease of N is associated with a descrease of the growth rate, it is difficult to conclude whether the failing particles have been deactivated or have not been produced at all. Such a case occurs with Tween 20, glycerol monostearate and octadecanol.

Whatever is the class of the surfactant, it is verified that the surface tension of the polluted salt solution is lowered with respect to that of a superficially clean one. For the same excess of pressure P inside the bubble, this lowering of the surface tension σ results in diminishing the bubble radius r – according to the formula: $P = 3\sigma/r$ – as well as its life-time. Consequently, the reduction of the area of the film producing the film-drops ought to lead to a modification of the number and size of CCN. Such a remark is likewise derived from the laboratory works of *Garrett* (1967, 1968) and *Blanchard* and *Syzdek* (1972).

In order to arrive at a better understanding of the initimate process, it should be very helpful to determine the rate of bubble production and the size distribution for each surfactant and for a given bubbling device. With a high rate of bubble production for instance, the clustering of several bubbles is frequently observed, which enlarges the bubble size before bursting.

However, it seems that the mechanism responsible for the change of N at the bubbling level is more complicated, and closely related to the structure of the surfactant.

In fact, it must be emphasized that the film producing the film-drops consists of a thin film of salt solution, comprised between two layers of surfactant *(Fig. 6)*. Consequently it seems obvious that the ratio of the mass of surfactant to the mass of salt must be higher for the smallest particles. This opinion proceeds also from a lot of works (*Blanchard*, 1971; *Podzimek* et al., 1978; *Jaenicke*, 1978) and the hypothesis of a more important deactivation of the smallest particles by the surfactant is consistent whith it.

It is probable that the bubble film assumes a structure – i.e. physical properties and behaviour – differing according to the surfactant used. Our results indicate that the way by which the number of CCN produced by bubbling is affected by a surfactant probably depends upon the nature of the latter.

Conclusion

Using a device which reproduces a bubbling process similar to that generating an important fraction of natural marine aerosol, it has been demonstrated that the different classes of surfactants can probably modify the production rate of the aerosol particles, as well as the particle sizes, and change the ability of an aerosol produced by bubbling to condense water vapour.

However, surfactants belonging to a same class may behave differently, the nature of the surfactant being probably decisive for the way in which the modification occurs.

An extension of the results to natural conditions seems difficult because the chemicals capable of modifying the surface tension of the sea surface probably consist of mixtures of different natural and industrial surfactants. Nevertheless one has to keep in mind the possibility that the spectrum of the cloud droplets produced from marine aerosol can be changed by the effect of admixed surfactants on the CCN. The influence of such a change on the cloud and fog development and the precipitation inducement have been clearly expressed in previous papers (*Morachevsky* and *Kiriukhin*, 1968; *Garrett*, 1978).

Acknowledgements. We are very grateful to Dr. J. C. *Guichard*, from Institut National de Recherche Chimique Appliquée (IRCHA), France, for having kindly provided the design of the bubbling device, as well as some helpful comments for building it. This research was supported by the Délégation Générale á la Recherche Scientifique et Technique, under the grant No. 78 – 7 – 0093.

REFERENCES

Bakhanova, R. A., Deryaguin, B. V., Kurgin, Yu S., Leonov, L. F., Prokhorov, P. S., Rosentsvayg, L. A., Silaiev A. V., Storozhilova, A. I. and *Fedoseyev, V. A.*, 1974: Research on conditions which determine the passivating action of surface-active substances on hygroscopic condensation nuclei. *IFCh. AN USSR, Ukr. NIGMI, KGU, OGMI, FTD – MT – 24*, 224.

Barger, W. R. and *Garrett, W. D.*, 1970: Surface-active organic material in the marine atmosphere. *J. Geophys. Res. 75*, 4561 – 4566.

Blanchard, D. C., 1964: Sea-to-air transport of surface-active material. *Science 146*, 396 – 397.

Blanchard, D. C., 1971: The oceanic production of volatile cloud nuclei. *J. Atmos. Sci. 28*, 811 – 812.

Blanchard, D. C. and *Syzdek, L. D.*, 1971: Concentration of bacteria in jet drop from bursting. *J. Geophys. Res. 77*, 5087 – 5099.

Day, J. A. and *Lease, J. C.*, 1968: Cloud nuclei generated by bursting air bubbles at the air-sea interface. *Proc. Int. Conf. on Cloud Physics, Toronto*, 20 – 24.

Garrett, W. D., 1967: Stabilization of air bubbles at the air–sea interface by surface-active material. *Deep Sea Res. 14*, 661–672.

Garrett, W. D., 1968: The influence of monomolecular surface films on the production of condensation nuclei from bubbled sea water. *J. Geophys. Res. 73*, 5145–5150.

Garrett, W. D., 1978: The impact of organic material on cloud and fog processes. *Pageoph. 116*, 316–334.

Guichard, J. C. and *Lamauve, M.*, 1980: Conséquences éventuelles pour les noyaux de condensation d'origine marine de la pollution des mers par les produits organiques. *Rapport final, D. G. R. S. T., n° 78–7–0090.*

Jaenicke, R., 1978: The role of organic material in atmospheric aerosol. *Pageoph. 116*, 283–292.

Morachevsky, V. G. and *Kiriukhin, B. V.*, 1968: On the artificial control of the chain process of raindrop growth in clouds. *Proc. Int. Conf. on Cloud Physics, Toronto*, 683–687.

Paterson, M. P. and *Spillane, K. T.*, 1969: Surface films and the production of sea salt aerosol. *Q.J.R.M.S. 95*, 526–534.

Podzimek, J., Preining, O., Russell, C. A. and *Stampfer, J. F.*, 1978: Aerosol studies at the Texas Seashore. *Tech. Rep. NoAG–8, GCCPR, Univ. of Missouri-Rolla.*

Serpolay, R., 1981: The CCN counter of the I.O.P.G. of Puy de Dôme: Main characteristics and results of measurements. *J. Rech. Atmos. 15*, No. 3–4 (publication in progress).

Thaveau, B., Serpolay, R. and *Piekarski, S.*, 1980: Étude de l'influence de substances tensioactives sur la cinétique de la condensation sur des noyaux géants de NaCl. *Communications á la VIIIe Conférence Internationale sur la Physique des Nuages, 1*, 25–28.

Thaveau, B., 1981: Etude de l'influence des tensioactifs sur l'activité de particules de chlorure de sodium considérées comme noyaux de condensation atmosphérique. *Thése de Doctorat 3e cycle, Université de Clermont-Fd*, 132.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2—4. szám, 1982. március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2—4. March—August 1982, Budapest

Ice nucleation mechanisms and ice nucleus measurements

N. FUKUTA, *Department of Meteorology, University of Utah, Salt Lake City, Utah 84112, U. S. A.*

Jégkeletkezési folyamatok és a jégmagvak mérése. A tanulmány a jégképződés mechanizmusaira vonatkozó újabb ismeretek fényében áttekinti a jégmagvak mérésére jelenleg használatos módszereket és analizálja a felmerülő problémákat. Szerző véleménye szerint értékesebb és használhatóbb adatok eléréséhez a meglévő eljárások kombinációja és egymás közötti hitelesítése szükséges. Azt javasolja, hogy definiáljuk a jég keletkezésének három alapvető módját, és a nukleációs elméleteket használjuk fel a legfontosabb paraméterek meghatározására. Végül olyan módszert mutat be, amelynek segítségével a környezeti feltételekre vonatkozó nukleációs adatok nyerhetők.

*

Ice nucleation mechanisms and ice nucleus measurements. The current methods of ice nucleus measurement are reviewed with the help of the knowledge gained recently for the mechanisms of ice nucleation on aerosol particles and the problems are analyzed. To obtain more meaningful and useful data, combination and calibration among existing methods are suggested. The suggested method involves separation and identification of three basic mechanisms of ice nucleation and their analysis for key parameter determination using the corresponding nucleation theories. A method of reconstructing the nucleation data under the environmental conditions of the natural clouds is described.

*

Introduction. Ice nuclei are particles that assist formation of ice crystals in the atmosphere. Due to this ability, they are considered to be important in understanding as well as in controlling the ice phase cloud processes. In order to determine the activity of ice nuclei, a great deal of effort has been expended in design and development of the nucleus counters and in their operations, i.e., ice nucleus measurements. Recent studies of ice nucleation have revealed, however, that there exist at least three basic mechanisms of atmospheric ice nucleus activation, viz., the deposition, the condensation- (or immersion-) freezing, and the contact-freezing nucleations, and their relationships under different combinations of environmental variables and nucleus parameters (*Schaller* and *Fukuta*, 1979; *Tomlinson*, 1980). The existence of three different mechanisms has casted a serious doubt on the past approaches of merely comparing data of ice nucleus counters based on different operation principles in the workshops. It is therefore the purpose of this paper to re-examine the problems of ice nucleus measurement in the light of basic ice nucleation mechanisms and subsequently to suggest its future possible direction, as well as to show a method of applying such data to the natural clouds.

1. *Activation mechanisms of ice nuclei*

Since all the present ice nucleus measuring methods deliberately let the ice nucleation take place in their own environments, it is important to understand the nucleations mechanisms. Heterogeneous ice nucleation requires interaction between an ice nucleus particle and the surrounding environment, as shown in *Fig. 1.* Although two modes of ice nucleation, i.e., deposition and freezing, are thermodynamically possible, recent studies suggest that there are two distinctly different modes of freezing nucleation, viz., condensation- (or immersion-) freezing and contact-freezing.

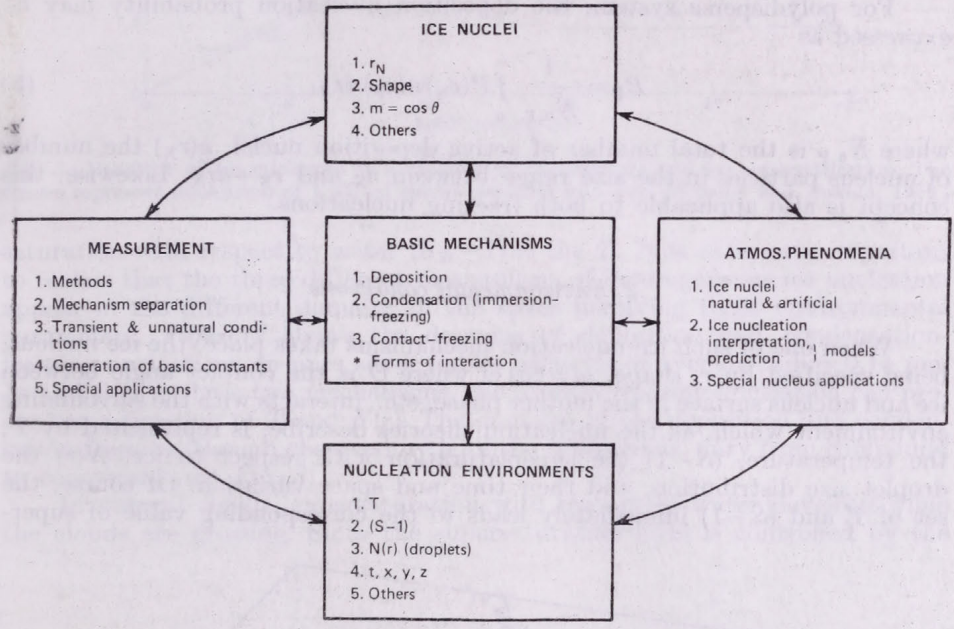


Fig. 1: The relationship among factors involved in ice nucleus measurements

The deposition nucleation is a single process where the probability of nucleation for monodisperse particles P is shown as

$$P = \frac{N}{N_0} = 1 - e^{-J_D t}, \tag{1}$$

where N is the number of particles nucleated, N_0 that of total *active* particles, J_D the deposition nucleation rate and t the time.

The probabilities of freezing nucleations P_{AB} are, on the other hand, always expressed by the product of the probability of bringing the required liquid water to the nucleus surface P_A, and that of the particular freezing nucleation P_B, either ordinary freezing or contact-freezing:

$$P_{AB} = P_A \cdot P_B. \tag{2}$$

For condensation-freezing nucleation of a monodisperse aerosol, the probability of the nucleation is given as *(Fukuta* and *Schaller,* to be published)

$$P_{CF}=1+\frac{1}{J_C-J_F}\left[J_F\cdot e^{-J_C t}-J_C\cdot e^{-J_F t}\right] \tag{3}$$

where J_C is the rate of condensation nucleation, and J_F that of freezing nucleation. When t is small, Eq. (3) becomes

$$P_{CF}=\tfrac{1}{2}J_C J_F t^2. \tag{4}$$

For contact-freezing nucleation, P_A becomes the probability of an ice nucleus particle to collide with a supercooled cloud droplet, and P_B that of contact-freezing which involves the rate of contact-freezing instead of that of ordinary freezing.

For polydisperse system, the deposition nucleation probability may be expressed as

$$P_P=\frac{1}{N_{0,P}}\int_0^\infty P(r_N)\,n(r_N)\,dr_N, \tag{5}$$

where $N_{0,P}$ is the total number of active deposition nuclei, $n(r_N)$ the number of nucleus particles in the size range between r_N and r_N+dr_N. Likewise, this concept is also applicable to both freezing nucleations.

2. *Environmental conditions*

When one of such ice nucleation mechanisms takes place, the ice nucleus, being specified by r, shape, $m=\cos\Theta$ where Θ is the contact angle between ice and nucleus surface in the mother phase, etc., interacts with the surrounding environment which, as the nucleation theories describe, is represented by T, the temperature, $(S-1)$ the supersaturation with respect to ice, $N(r)$ the droplet size distribution, and their time and space variation. Of course, the set of T and $(S-1)$ immediately leads to the corresponding value of super-

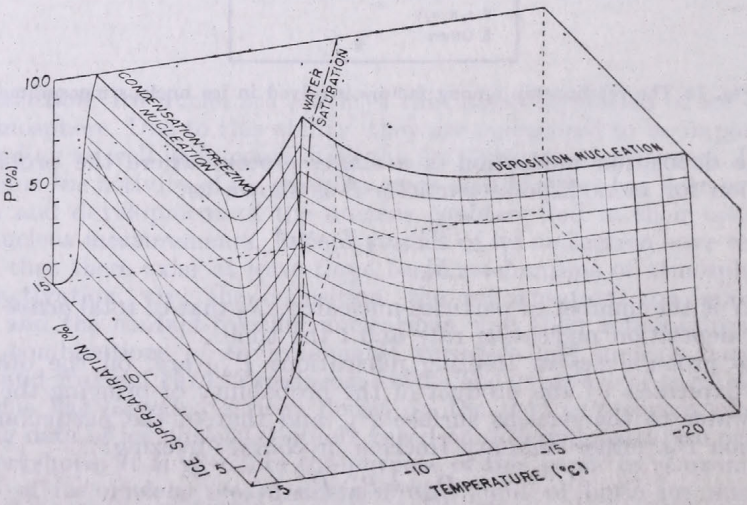


Fig. 2: Computed ice nucleation isopleths for silver iodide particles with average radius 0.14 μm (based on data reported by *Schaller* and *Fukuta*, 1979)

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

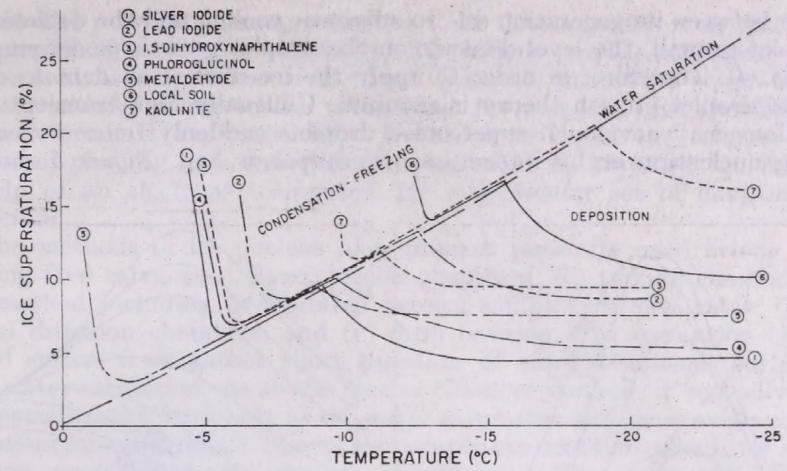


Fig. 3: Behavior of ice nucleants as a function of temperature and ice supersaturation. The curves represent nucleation of 1.3% of smoke particles in 1 min *(Schaller* and *Fukuta,* 1979)

saturation with respect to water $(S_W - 1)$ at the T. It is extremely important to realize that the three different mechanisms of heterogeneous ice nucleation appear in the different domains of the space involving these environmental parameters. *Figure 2* shows the domains of deposition and condensation-freezing nucleations on pure silver iodide particles of average radius 0.14 μm. In addition to these two mechanisms, the contact-freezing nucleation can proceed as a function of T and $N(r)$. The domains of the deposition and condensation-freezing, though observed with all the compounds, vary from compound to compound (see *Fig. 3*).

In natural clouds, supersaturation with respect to water develops while the clouds are growing. Since the supersaturation level is controlled by the

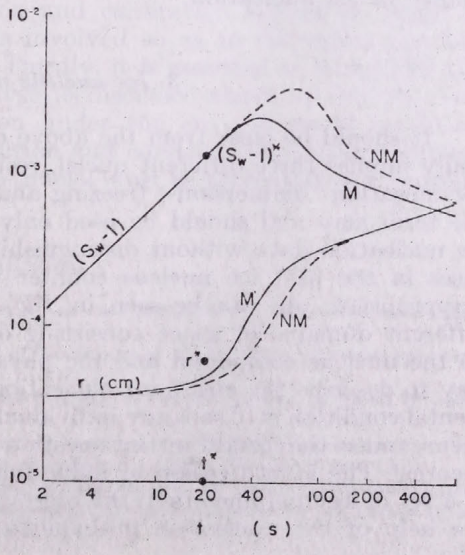


Fig. 4: Comparison of Maxwellian (M) and non-Maxwellian (NM) competitive droplet growth theories *(cf. Fukuta* and *Walter,* 1970). Initial conditions: 100 CCN/cm³, each containing 10^{-15} g NaCl, growing in a 10 cm/s updraft. The critical supersaturation for these nuclei, $(S_w\text{-}1)^*$, is reached in time t^* as shown; r^* is the critical radius for continued droplet growth. The non-Maxwellian theory (dashed curves) predicts a retardation of droplet growth (lower curves) and a greater maximum supersaturation (upper curves)

balance between its generation due to adiabatic cooling and the depletion due to droplet growth, the level depends on the droplet growth model employed (see *Fig. 4*). Therefore, in order to apply the ice nucleation data to clouds, accurate droplet growth theory is required. Unusually high transient supersaturations may develop if supercooled droplets suddenly freeze by contact-freezing nucleation or by impaction on graupel or hail. *Figure 5* shows an

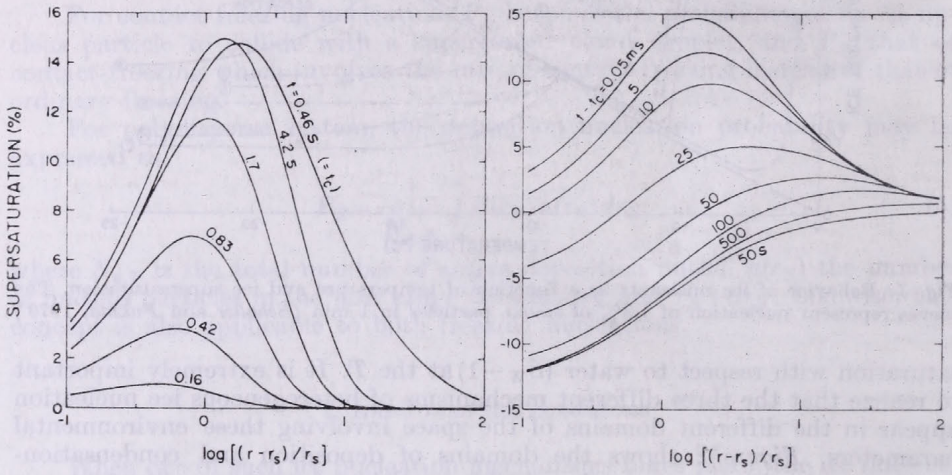


Fig. 5: Development of transient water-supersaturations in the vicinity of a freezing droplet in a water-saturated environment. $r = 50$ μm and $T = -15$°C *(Nix* and *Fukuta,* 1974)

example of water-supersaturation as high as 15% spreading into a considerable volume surrounding the droplet. However, as this transient effect disappears, the ice supersaturation gradually decreases. The system of growing ice crystals, once developed, thus reduces the supersaturation and therefore the subsequent chance of ice nucleation.

3. *Ice nucleus measurements*

It should be clear from the above discussions that the term "ice nuclei" really implies three different nuclei, respectively corresponding to deposition, condensation- (immersion-) freezing and contact-freezing mechanisms. Hence the term may and should be used only in the general sense. Comparison of ice nucleation data without distinguishing the mechanisms involved, as were cases in the past ice nucleus counter workshops, is for this reason clearly inappropriate. As can be seen in *Fig. 3*, these three mechanisms occur in different domains of space consisting of environmental variables depending on the nucleus compound and the physical conditions. So, the only possible way to describe the entire ice nucleation process under an arbitrary environmental condition is to separate individual mechanisms, identify and reconstruct them under the condition in question with the help of proper nucleation theories. The identification of individual mechanisms requires determination of a set of key parameters in the corresponding basic nucleation theories with the help of the nucleation probability expressions (1) through (5) in data

analysis. The most important parameter to be determined is m in this regard. The activity of a given population of ice nucleus particles therefore cannot be expressed as a function of T alone. Instead, it requires a set of three equations corresponding to the three basic mechanisms with the key parameters determined experimentally. If this were done, the number of ice nucleation, possibly as a function of time, could be obtained, quickly with the help of an electronic computer, for a particular set of environmental parameters.

The methods of ice nucleus measurement presently used belong to the following five categories: (i) expansion chambers, (ii) mixing chambers, (iii) filter method including precipitated aerosol samples on substrates, (iv) ice-thermal diffusion chambers, and (v) drop freezing. The expansion chamber method suffers from rather short duration of supersaturation, particularly above water saturation. As to the mixing chamber method, it basically allows the supersaturation level only at the water saturation and there exists a danger of transient supersaturation during the sample introduction. The filter method including precipitated particles on substrates suffers from the substrate effect. The thermal diffusion chamber method, although the ice crystal detection is the main problem, does provide a good control of $(S-1)$ and T. The drop freezing method requires an independent estimation of P_A as described above. Although every one of these methods has its own problems, the thermal diffusion chamber method gives a stable $(S-1)$ and T fields and therefore is suitable for mechanism identifiaction and calibration without substrate and other effects. However, other methods may find specific uses if properly calibrated against a *reliable* method, such as the ice-thermal diffusion chamber. For example, if the filter method with the possible substrate effect were checked against a thermal diffusion chamber, not against a mixing chamber, it could be utilized with its specific advantages, such as portability and ability to sample a large volume.

In measuring ice nuclei, it is important first to understand the features and limitations of the method used with respect to the three nucleation mechanisms. Secondly, considering the difficulties and advantages of different methods available, proper combination and calibration should be made to identify and separate the mechanisms involved so as to determine the key parameters of ice nucleation in them. Thirdly, it is essential to reconsider the method of data presentation after analysis as discussed above, so that the data can lead to the number of nucleation under the environmental condition predicted in natural clouds. For deposition and condensation-freezing nucleations, the data for a given population of nuclei must be presented as a function of $(S-1)$ and T.

REFERENCES

Fukuta, N. and *Schaller, R. C.*: Ice nucleation by aerosol particles: Theory of condensation-freezing nucleation (to be published).

Fukuta, N. and *Walter, L. A.*, 1970: Kinetics of hydrometeor growth from a vapor-spherical model. *J. Atmos. Sci. 27*, 1160–1172.

Nix, N. and *Fukuta, N.*, 1974: Nonsteady-state kinetics of droplet growth in cloud physics. *J. Atmos. Sci. 31*, 1334–1343.

Schaller, R. C. and *Fukuta, N.*, 1979: Ice nucleation by aerosol particles; Experimental studies using a wedge-shaped ice thermal diffusion chamber. *J. Atmos. Sci. 36*, 1788–1802.

Tomlinson, E. M., 1980: *A new horizontal gradient, continuous flow, ice thermal diffusion chamber and detailed observation of condensation-freezing and deposition nucleations.* Ph. D. Dissertation, Meteorology Department, University of Utah.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2—4. szám, 1982. március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2—4. March—August 1982, Budapest

Aerosols, description and descriptors

O. PREINING and G. REISCHL, *Institut für Experimentalphysik, University of Vienna, Strudlhofgasse 4, A—1090 Wien, Austria*

Aeroszolok, leírások és leírók. Az aeroszolok gázközegben szuszpendált részecskék komplex rendszerei. A leírások rendszerint figyelmen kívül hagyják a komplexitás aspektusait, egyszerűen megadva a számszerű vagy tömegkoncentrációt, vagy legfeljebb a nagyság szerinti eloszlást. A részecskefelhők inhomogenitásait, valamint a szabálytalan alakú részecskék komplex geometriáját vagy kémiáját ezidáig alig vették figyelembe. A nemlineáris folyamatok azonban, mint pl. a koaguláció vagy a részecskék felületén végbemenő kémiai reakciók igen nagy mértékben függnek ezektől az inhomogenitásoktól. Ezért az aeroszol felhő térbeli inhomogenitásait, valamint a részecskefelszín és a kémiai összetétel részletes szerkezetét feltétlenül le kell írni. Az ilyen jellegű leíráshoz igen jól felhasználható a „fractal"-ok fogalma, melyet *Mandelbrot* vezetett be a tudományba 1977-ben. Ennél egyszerű számok — *fractal dimenziók* — írják le a komplex struktúrát, amelyek csupán szükségesek, de nem elégségesek az adott szerkezet minden részletének leírására. A koncepciót jelen munkában szél adatokra alkalmazva mutatjuk be.

*

Aerosols, description and descriptors. Aerosols are inherently complex systems of particles suspended in gases. Descriptions usually neglect some aspects of the complexity, merely giving mass or number concentrations or, at the most, size distributions. The inhomogeneities of particulate clouds as well as the complex geometry and chemistry of irregularly shaped particles have so far been hardly discussed. However, essentially nonlinear processes like coagulation and chemical reactions on particle surfaces are highly dependent on these inhomogeneities. Hence it is necessary to describe spatial inhomogeneities of aerosol clouds, as well as the detailed structure of particle surfaces and chemical composition. An appropriate tool for such a description is the concept of fractals as introduced by *B. B. Mandelbrot* into science in 1977. Simple numbers — fractal dimensions —, are used to describe complex structures; they are only necessary but not sufficient to describe all the details of a given structure. The concept is applied to describe wind data.

*

Aerosols are inherently complex systems of particles suspended in gases. Descriptions usually neglect some aspects of the complexity, merely giving mass or number concentrations or distributions. The inhomogeneities of particulate clouds as well as the complex geometry and chemistry of irregularly shaped particles have so far been hardly discussed. However, essentially nonlinear processes like coagulation and chemical reactions on particle surfaces are highly dependent on these inhomogeneities. Hence it is essential to describe spatial inhomogeneities of aerosol clouds. An appropriate tool for such a description is the concept of fractals as introduced by *Mandelbrot* (1977) into science. Simple numbers—fractal dimensions—are used as descriptors of complex sutructures. They are only necessary but never sufficient to describe all the details of a given structure, yet they are more efficient than any other method used so far.

The here used inherent property of a complex system is to reveal the structures in greater detail, with increasing resolution of the observations. The fluctuating wind speed in the lower troposphere is an obvious example of the internal structures of a large system. The fluctuations indicated by the measuring device depend strongly on the time averaging process. If the momentary wind speed is registered for a certain length of time, the total length of the registration curve for a given period increases with decreasing averaging time. This is a simple example of a method of determining fractal dimensions (actually: relative similarity dimensions: *Mandelbrot*, 1977). Generally, if a parameter of a system increases with increasing resolution, a corresponding plot of the logarithm of the parameter *vs.* the logarithm of the resolution is called a "Richardson plot" (e.g., *Kaye*, 1978). The slope of the usually linear plot yields directly the fractal dimension by adding 1 to its absolute value.

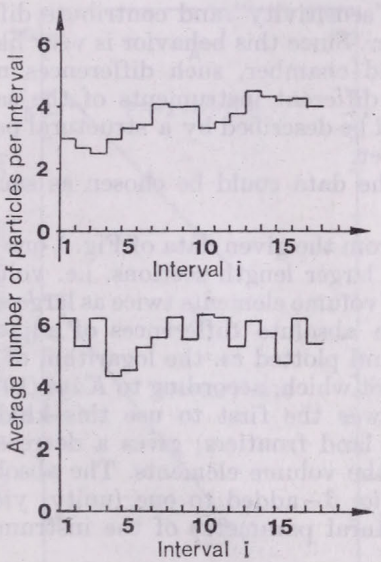


Fig. 1: The distribution of particles in a cloud chamber at two different particle concentrations, averaged over 30 individual experiments. Upper curve: approx. 1,800 particles/cm³, lower curve: approx. 3,000 particles/cm³

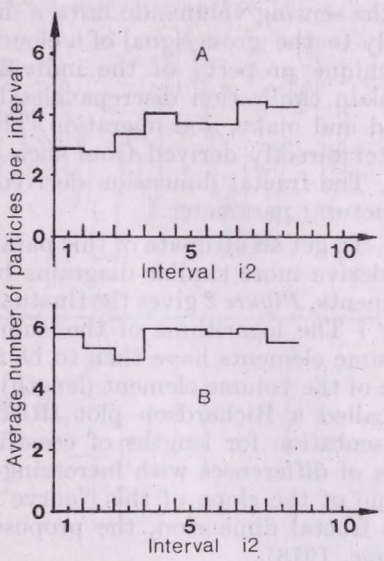


Fig. 2: The distribution of particles in a cloud chamber: Derived from the same data set, sensing volume (internal length) twice as large as in Fig. 1. A. upper curve: approx. 1,800 particles/cm³; B. lower curve: approx. 3,000 particles/cm³

An example is the distribution of particles in a cloud chamber shortly after an expansion. Particles in an expansion cloud chamber grow as a monodisperse system, i.e. all particles have at any given time the same size (within a rather narrow size interval) (*Preining* et. al., 1981). To obtain an answer to the question how homogeneously the monodispersed particles – droplets in an expansion cloud chamber are distributed within the chamber, photographs of the particles were taken approx. 100 ms after expansion. The cylindrical volume lit by the laser beam contained a small number of particles (50 – 100), so that the probability of two particles being aligned in the direction to the camera was negligible. Therefore the particle number concentration could be obtained simply by counting the number of spots on the photograph

within a given length interval representing the cylindrical volume element defined by a section of a certain length of the laser beam. The sensing volume was divided into 18 sections of equal length. *Figure 1* shows the number of counted particles within such volume elements averaged over 30 individual experiments (i.e. expansion of the cloud chamber) for two different concentrations. One would expect a horizontal line and only minor fluctuations caused by the statistical concentration fluctuations. But Fig. 1 shows a different behavior; the variation in concentration is systematic indicating that different sections within the sensing volume, i.e. the laser beam, have different efficiencies in activating or collecting nuclei. This indicates that different elements of the sensing volume do have a different "sensitivity" and contribute differently to the gross signal of a cloud chamber. Since this behavior is very likely a unique property of the individual cloud chamber, such differences may explain calibration discrepancies between different instruments of the same kind and make, and operation. They could be described by a structural parameter directly derived from such a data set.

The fractal dimension derived from the data could be chosen as such a structural parameter.

To get an estimate of this parameter, from the given data of Fig. 1 one has to derive more similar diagrams based on larger length sections, i.e. volume elements. *Figure 2* gives the fluctuations for volume elements twice as large as in Fig. 1 The logarithms of the sums of the absolute differences of adjacent volume elements have then to be formed and plotted *vs.* the logarithm of the size of the volume element (length). This plot which, according to *Kaye* (1978), is called a Richardson plot (Richardson was the first to use this kind of presentation for lengths of coastlines and land frontiers) gives a decreasing sum of differences with increasing size of the volume elements. The absolute value of the slope of this "curve" – see *Fig. 3* – added to one (unity) yields the fractal dimension, the proposed structural parameter of the instrument (*Kaye*, 1978).

Another example is the wind speed measured on top of the physics building of the University of Vienna, demonstrated in *Fig. 4*. In the upper part of the graph the one-minute average of the wind speed is plotted *versus* the time. The lower part shows 5-minute averages calculated from the same data set. As one can easily understand, the curve becomes less structured with increasing averaging time. The second of these qualitative examples was selected to be the subject of more detailed studies and an attempt was made to derive the fractal dimension of parameters of the wind field using measurements of wind direction and wind velocities.

The wind data were obtained on the top of a 5-m tower mounted on the roof of a 6-story building approx. 45 m above street level. The building is located close to the center of Vienna city on a little elevation, the measuring site being some 15 m above the average height of the roof tops of the surrounding buildings.

The signals from the wind speed sensor (a current generator type anemometer sensor, Nr. 1467 Wilhelm Lambrecht KG, Göttingen) and the wind direction sensor (a ring potentiometer type sensor, Nr. 1456, Wilhelm Lambrecht KG, Göttingen) are decoded, amplified and finally encoded into a pulse train suitable to be fed directly into a 1024-channel pulse-height analyzer (TN 1705 Traicor Northern Inc., Wisconsin). The coding was performed in the following way: each revolution of the anemometer wheel produces a certain

number of pulses, the pulse frequency is, in good approximation, proportional to the wind speed. Therefore the number of pulses within a time interval corresponds to a wind path. With the anemometer used, the smallest detectable wind path (equivalent to 1 pulse) is about 8.5 cm. The wind direction signal is encoded into the pulse height so that finally one single pulse is equivalent to a wind path of 8.5 cm in the direction given by the pulse height, hence it yields the dimension of an elementary vector. In the pulse-height analyzer these pulses are sampled in 40 channels, each channel containing the sum of

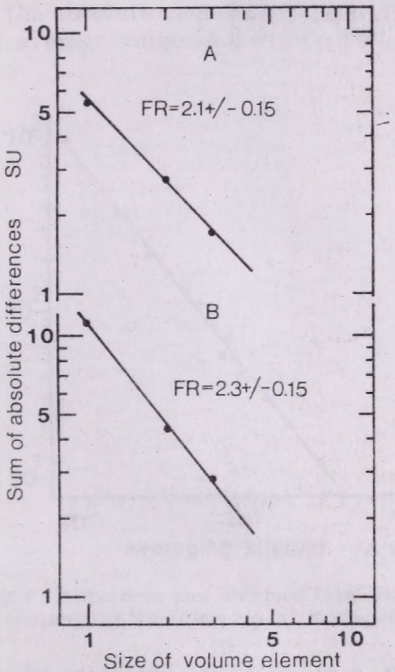


Fig. 3: Richardson plots obtained from the distribution of particles in a cloud chamber at different particle concentrations. A. upper curve: approx. 1,800 particles/cm³, B. lower curve: approx. 3,000 particles/cm³

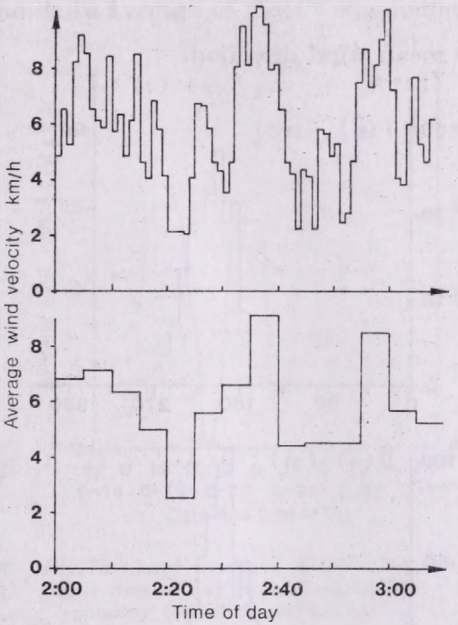


Fig. 4: Wind velocity *versus* time. Upper curve: 1-minute averaging time interval, lower curve: 5-minute averaging time interval, both curves calculated from the same data set

the wind paths in a certain wind direction interval with the width of nine degrees.

Furthermore, pulses with a constant frequency of 1 kHz, coded with the voltage level proportional to the wind direction are sampled in 40 adjacent channels of the PHA. Each channel contains the time when the wind was blowing in the wind direction interval represented by the channel number. *Figure 5* shows a three-minute sample of the primary wind data obtained by this method, $T(\alpha)$ denotes the total time the wind was blowing in the wind direction interval α, and $S(\alpha)$ is the total wind path in the wind direction interval α. From this set of data various parameters can be derived, like the average wind velocity, given by

$$V(t) = A \cdot \sum_{\alpha} S(\alpha)/\Delta t$$

A being a constant factor, proportional to the resolution of the wind-speed sensor, and Δt is the sampling time interval; the angular variation ε is defined by

$$\varepsilon(t) = 2 \cdot \arctan\left(\sum_{\alpha^*} |S(\alpha^*) \cdot \sin \alpha^*| / 2 \cdot \sum_{\alpha^*} S(\alpha^*) \cdot \cos \alpha^*\right)$$

with

$$\alpha^* = \alpha - \bar{\alpha}$$

and

$$\bar{\alpha} = \arctan\left[\sum_{\alpha} S(\alpha) \cdot \sin \alpha / \sum_{\alpha} S(\alpha) \cdot \cos \alpha\right]$$

the mean wind direction.

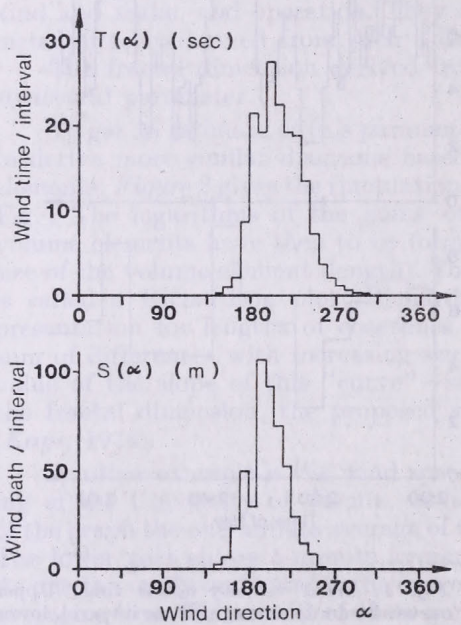


Fig. 5: Three-minute sample of the primary data of a wind field, obtained by the method of sampling coded pulses in a pulse height analyzer

The concept of fractal dimensions can be applied to these parameters to obtain a simple number describing the complex structure of the data. Let us select ε for analysis. The specific procedure is as follows: first the values ε_k, i.e. the angular variation for $\Delta t = 3$-minute samples, are arranged consecutively, $k = 1, 2 \ldots m$ denoting the specific time interval. Then the values ε_{ij} are defined by averaging ε_k over i time intervals Δt:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{i} \sum_{l=1}^{i} \varepsilon_k = \varepsilon_{i \cdot (j-1)+1} \qquad j = 1 \ldots \text{integer}\,(m/i)$$

Then the sum $SU(\Delta\tau)$ of all absolute differences of adjacent ε_{ij} is calculated for the averaging interval $\Delta\tau = i \cdot \Delta t$

$$SU(i \cdot \Delta t) = \sum_{j=1}^{(m/i)} |\varepsilon_{ij+1} - \varepsilon_{ij}|$$

The fractal dimension is approximately given by

$$FR(\varepsilon) = 1 + |d[\log(SU(\Delta\tau))]/d[\log(\Delta\tau))]|$$

Figure 6 shows an example of the Richardson plot log $[SU(\Delta\tau)]$ *versus* log $(\Delta\tau)$ for the angular variation $\varepsilon(t)$ for $i = 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 15, 20, 30$. The data points almost perfectly fit a straight line with the slope of -1.35, representing the relative fractal dimension $FR(\varepsilon) = 2.35$.

Figure 7 shows 3-hour averages of the wind velocity *versus* time of day. The average fractal dimension (calculated as discribed above) is plotted as a dotted line. The average wind velocity shows great variation over the period of one day; the corresponding fractal dimensions do not seem to be correlated to the absolute magnitude of the wind velocity and vary between 2 and 3 with an average value of $FR(V) = 2.38$. The daily average of $FR(V)$ was found to

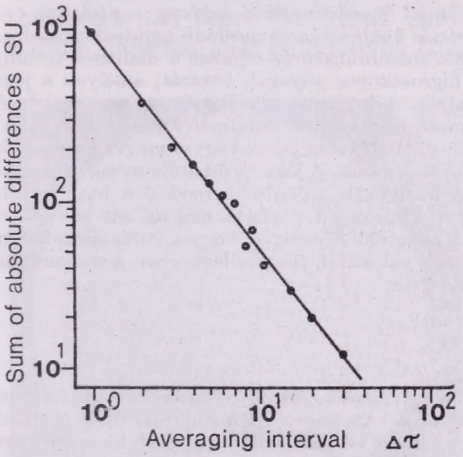


Fig. 6: Richardson plot obtained from values of the angular variation $\varepsilon(t)$ of a wind field

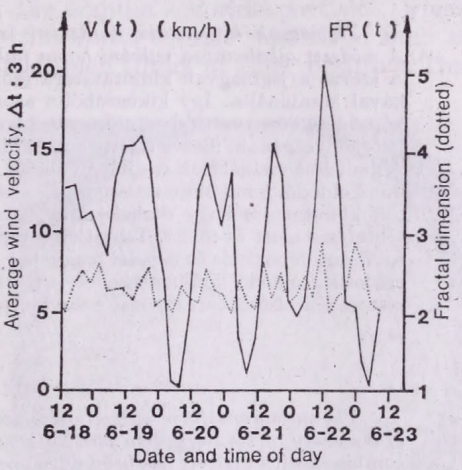


Fig. 7: 3-hour averages of the wind velocity *versus* time of day (solid line) and the corresponding fractal dimension (dotted line)

vary only very little around the same value. The fractal dimensions of all the parameters obtained from the wind speed and wind velocity were found to be 2.4 ± 0.1.

The fractal dimension derived seems to be a convenient measure of the local structure of the atmosphere in the vinicity of a measuring station. One may speculate that this parameter correlates with the Turner classes and would give an experimentally derived measure of the structure of turbulences of the local atmosphere, but this could be proved only by further investigations.

REFERENCES

Kaye, B. H., 1978: Specification of the ruggedness and/or texture of a fine particle profile by its fractal dimension. *Powder Technology 21*, 1.

Mandelbrot, B. B., 1977: *Fractals: Form, chance and dimension.* W. H. Freemand and Company, San Francisco.

Preining, O., Wagner, P. E., Pohl, F. G. and *Syzamsnki, W.*, 1981: in *Aerosol research at the Institute for Experimental Physics of the University of Vienna*, (O. *Preining*, ed.) Vol. III, University of Vienna.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

The membrane filter method combined with dialysis to detect ice nuclei; an application to the study of ice nucleation mode of volcanic ash

T. TANAKA, *Meteorological Research Institute, Tsukuba 305, Japan*

Jégmagvak kimutatása dializissel kombinált membránszűrős módszer segítségével. – A módszer alkalmazása vulkáni hamu nukleációs hatásmechanizmusának tanulmányozására. A szerző a jégmagvak kimutatására szolgáló membránszűrős eljárást a dializises technikával kombinálta. Így kiküszöbölte azon higroszkópos anyagok hatását, amelyek a jégképződést környezetükben erősen befolyásolják. A módszert a vulkanikus hamu jégképző hatékonyságának, illetve a hatásmechanizmus természetének tanulmányozására használta. A dializises vizsgálatok szerint a vulkáni hamuból álló részecskék vegyes magvak, amelyek mind oldódó, mind oldhatatlan anyagokat tartalmaznak. A jégképző-hatékonyság vizsgálatok kimutatták, hogy dialízis után ezek a részecskék különböző módokon hatnak túltelítettség alatt és fölött. Telítetlen levegőben kizárólag depozíciós, míg telített levegőben egyaránt depozíciós és fagyási magvakat szolgáltatnak. Tekintve, hogy a vulkanikus hamu eredetileg oldódó komponenseket is tartalmaz, valószínű, hogy a légkörben a vulkanikus részecskék elsősorban fagyási magvakat alkotnak.

*

The membrane filter method combined with dialysis to detect ice nuclei; an application to the study of ice nucleation mode of volcanic ash. An improved membrane filter method combined with dialysis has been developed to detect ice nuclei on a specimen filter without being affected by hygroscopic materials, which act as a strong vapour sink and supress the ice nucleation of neighboring particles. The method was applied to the study of the nature and the mode of action of volcanic ash as ice nuclei. Dialysis of the specimen filter loaded with volcanic ash revealed ash particles to be mixed nuclei which consist of solid particles and water-soluble components. The temperature and humidity dependence of the ice nucleating activity also revealed a difference in activation mode between below and above water saturation; below water saturation, the volcanic ash particles act as ice nuclei in the deposition mode, whereas above water saturation they act in both the modes of deposition and condensation-freezing. Taking into account the nature of mixed nuclei of volcanic ash, the mode of action is presumed to be primarily a condensation-freezing mechanism in the atmosphere.

*

Introduction. The membrane filter method for detecting ice nuclei has been widely used because of simplicity of the sampling technique of specimen filters (*Bigg*, et al., 1963; *Gagin* and *Aroyo*, 1963; *Stevenson*, 1968). However, when specimen filters are processed in a diffusion chamber, a couple of problems arise concerning the humidity in the diffusion chamber: *(a)* 'Volume effect', caused by hygroscopic materials on the specimen filter (*Mossop* and *Thorndike*, 1966; *Huffman* and *Vali*, 1973), *(b)* 'Degree of Supersaturation' achieved in a diffusion chamber (*Lala* and *Jiusto*, 1972). In this study, these problems have been solved by the membrane filter method combined with

dialysis. The method was applied to the specimen filter loaded with volcanic ash from Mt. Usu in Hokkaido, and the mode of action as ice nuclei was examined.

1. Dialysis-technique of removal of water-soluble components

To observe the removing process of hygroscopic materials from the filter, a test filter was prepared by loading it with sodium chloride particles as hygroscopic material and floated on the surface of a 2% solution of silver nitrate as shown in *Fig. 1a* and *b*. The removal takes place by the precipitation of silver chloride *(Fig. 1c)*. After a few precipitates of AgCl were found, the filter was carefully picked up and dried in a dark room. Silver chloride particles formed on the filter were detected under irradiation of light *(Fig. 1d)*. Their positions coincided with that of the sodium chloride particles, where the latter had been. The result shows that water-soluble materials, such as sodium chloride, can be removed from specimen filters at their position. This

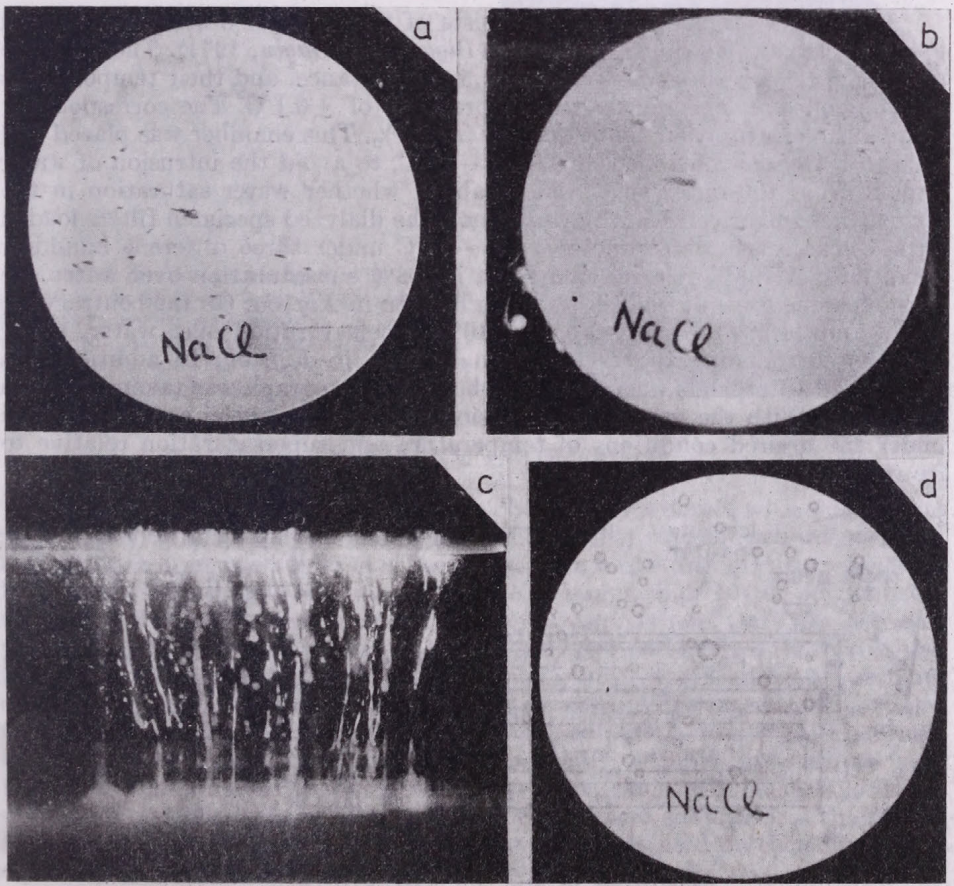


Fig. 1: Removal of sodium chloride particles as a water-soluble component from the surface of a Millipore filter floated on the surface of a 2% solution of silver nitrate

technique of removal was applied to the specimen filter of volcanic ash. In this case distilled water was used in place of the silver nitrate solution, and the filter was floated for 12 hours.

2. *Volcanic ash as mixed nuclei*

After dialysis, no morphological variation of volcanic ash was observed by electron microscopy, and a lot of chemical components were detected in the solution used for dialysis. The total quantity of water-soluble components was calculated as amounting to 1,250 mg per kg of ash. This amount of soluble components corresponds to 1.6×10^{-15} gram per ash particle of 1 μm in diameter, assuming a particle density of 2.5 g cm^{-3}. From these results, volcanic ash was presumed to be mixed nuclei which consist of solid particles and water-soluble components.

3. Supersaturation relative to water in the diffusion chamber

The diffusion chamber used consists of two parallel brass plates spaced apart by 15 mm, as shown in *Fig. 2* (*Bigg*, 1971; *Gagin*, 1971). The ice plate and the specimen filters are spaced at 5 mm distance, and their temperatures are controlled independently with a precision of ± 0.1°C. The corresponding error in supersaturation is not more than $\pm 2\%$. This chamber was placed and used in a freezer controlled at about -15°C, to avoid the intrusion of water vapour from the outer space. To establish whether water saturation in the diffusion chamber can be achieved or not, the dialyzed specimen filters loaded with volcanic ash were processed at -15°C under three different humidity conditions. At 98% relative humidity, i.e., 2% subsaturation over water, ice crystals alone grew on the filter as can be seen in *Fig. 3a*. On the contrary, at 102% and 110% RH, i.e., 2% and 10% supersaturation over water, water droplets surrounding the crystals can be seen in *Fig. 3b*. In addition, the freezing of water films was observed when the photograph was taken as shown in *Fig. 3c*. With the use of this diffusion chamber ice nuclei can be detected under the desired conditions of temperature and supersaturation relative to ice or water.

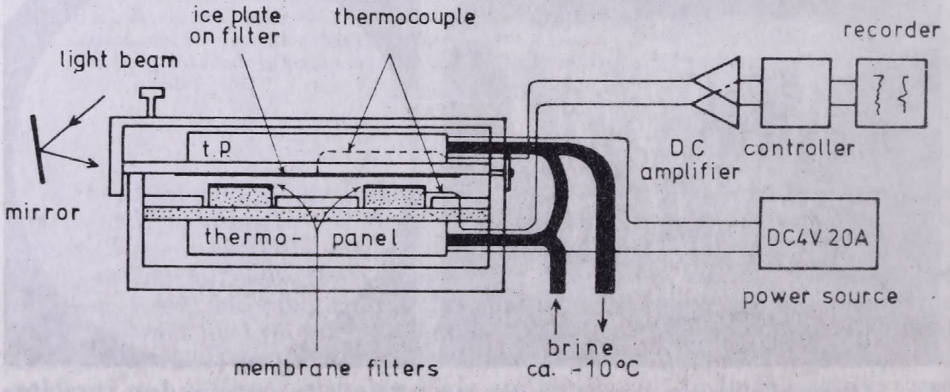


Fig. 2: Thermal diffusion chamber used for the processing of specimen filters

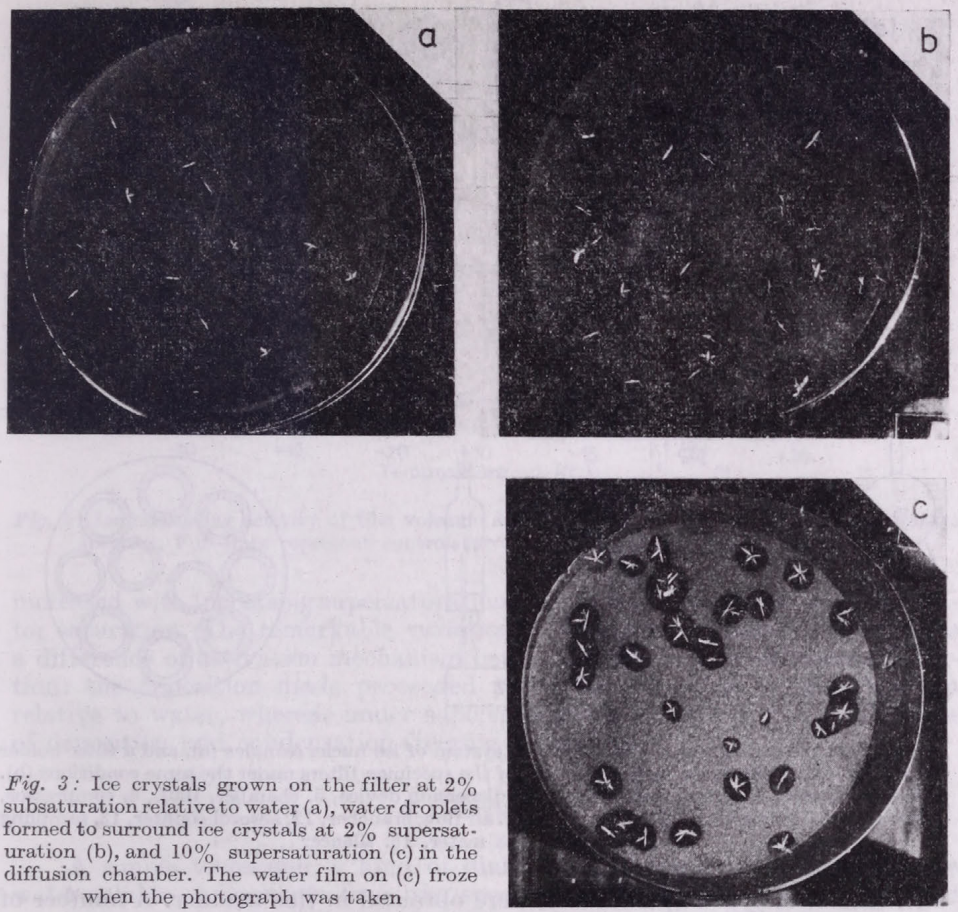


Fig. 3: Ice crystals grown on the filter at 2% subsaturation relative to water (a), water droplets formed to surround ice crystals at 2% supersaturation (b), and 10% supersaturation (c) in the diffusion chamber. The water film on (c) froze when the photograph was taken

4. Preparation of specimen filters

Specimen filters of volcanic ash were obtained by a device with a dispersion system as shown in *Fig. 4a* and *b*. A few milligrams of volcanic ash was weighed and put into a sample holder (1). The ash sample was blown off into a flask (4) by compressed aerosol-free air. Ash particles larger than 10 μm in diameter collided to the inner wall of the flask and were trapped there. Only fine particles passed on into a chamber (5), well-dispersed by dry and aerosol-free air driven from a compressor (6). They were finally captured by filters in a sampling device (13) which is shown in Fig. 4b in more detail. The number of particles captured was estimated from the result of measurement by an optical aerosol counter (11 – 12) set in the outlet of the chamber. Ten specimen filters were prepared simultaneously under the same conditions. To check the same number of particles on each filter, the ten filters were subjected to the test of activation of ice nuclei. The numbers of ice nuclei detected on each filter were equal within an accuracy of 7%.

Of the ten filters sampled for each dispersion of volcanic ash, five filters were dialyzed and the others were used as controls. A set of five pairs of speci-

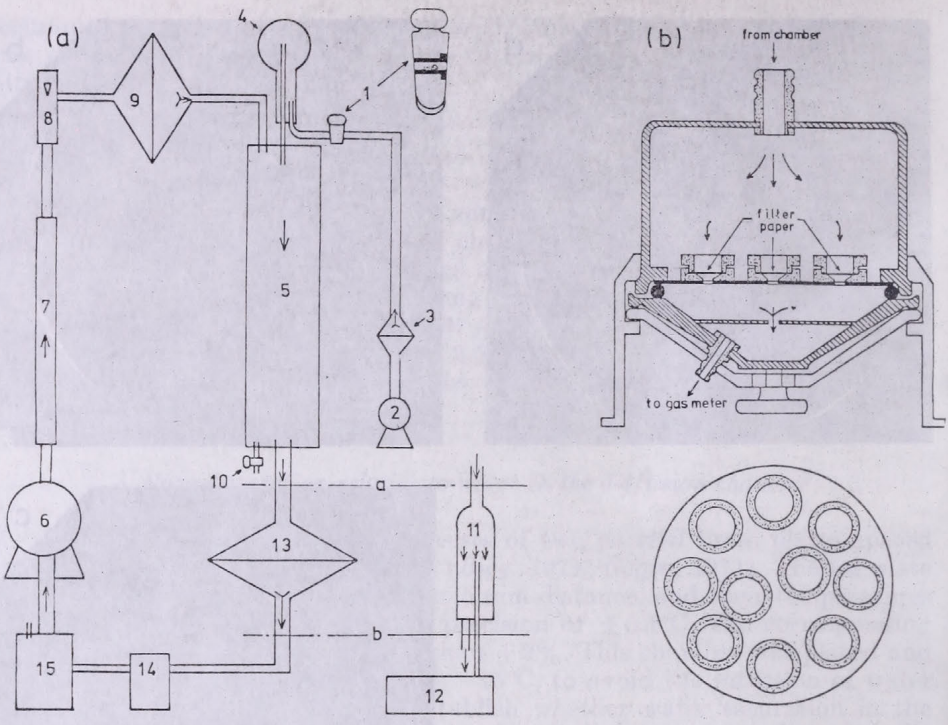


Fig. 4: Schematic diagram of the dispersion system of ice nuclei samples (a), and a filter holder capable of taking simultaneously ten sheets of the specimen filters under the same conditions (b). 1. Sample holder, 2. compressor, 3. filter, 4. dispersion device, 5. chamber, 100L, 6. compressor, 7. silicagel, 8. flow meter, 9. filter, 10. cock, 11. air flow brancher, 12. aerosol counter, 13. sampling device, 14. gas meter, 15. silencer

men filters, dialyzed and control, were obtained in this manner. A number of sets of the specimen filters were used in the experiment.

5. Modes of action of volcanic ash

Both the control and dialyzed specimen filters loaded with volcanic ash were subjected to the test of temperature- and humidity-dependence of ice nucleating activity. The results are shown in *Fig. 5a, b,* and *Fig. 6.* The numbers of ice nuclei detected on the dialyzed specimen filters are larger than those on the control filters, in both temperature and humidity spectra. No difference in the morphology between the control and dialyzed specimens leads us to the conclusion that water-soluble components decrease the ice nucleating ability. Two mechanisms are proposed to account for the causes: the clogging of active sites and the lowering of the freezing point. These figures, especially Fig. 6, also show the humidity dependence of ice nucleating ability. In the figure, full lines represent the case of the processing temperature $-20\,°C$, and dashed lines represent $-15\,°C$; D and C stand for dialyzed and control specimens, respectively, and two shaded columns are inserted in each place relating to the water saturation. One of the pronounced features of the humidity spectra is that the number of ice nuclei detected on each spectrum

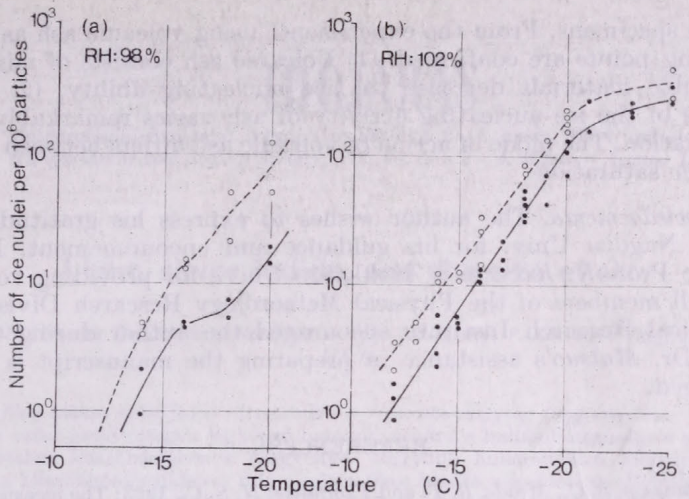


Fig. 5: Ice nucleating activity of Usu volcanic ash as a function of temperature (temperature spectra). Full lines represent control specimens, dashed lines the dialyzed ones

increased with increasing supersaturation and varied remarkably at about water saturation. The remarkable variation at about water saturation suggests a difference of activation mechanism between below and above water saturation: the deposition mode proceeded under the condition of subsaturation relative to water, whereas under supersaturation conditions, both the modes of deposition and condensation-freezing proceeded.

6. Conclusions

A simple technique, a kind of dialysis, has been developed to remove water-soluble components from the specimen filter, and the achievement of supersaturation in the diffusion chamber was also confirmed by the processing

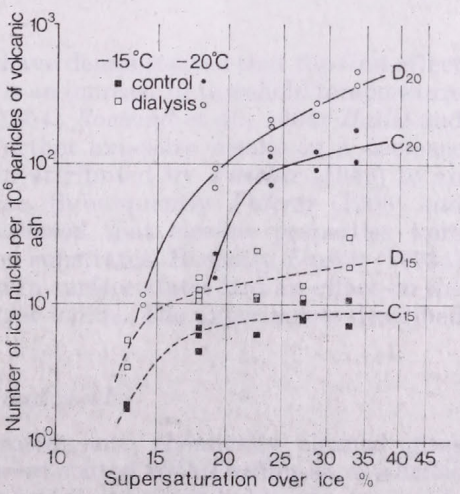


Fig. 6: Ice nucleating ability of volcanic ash of Mt. Usu as a function of degree of supersaturation over ice (humidity spectra). Full lines represent the case of processing temperature −20°C, and dashed lines represent −15°C

of dialyzed specimens. From the experiments using volcanic ash as specimen, the following points are confirmed. (1) Volcanic ash consists of mixed nuclei. Water soluble materials decrease the ice nucleating ability. (2) Humidity dependence of the ice-nucleating activity of ash varies remarkably at about water saturation. The mode of action of volcanic ash differs between below and above water saturation.

Acknowledgements. The author wishes to express his gratitude to Prof. *A. Ono* of Nagoya Univ. for his guidance and encouragement. He is also indebted to Prof. *K. Kikuchi* of Hokkaido Univ., for providing volcanic ash samples. All members of the Physical Meteorology Research Division of the Meteorological Research Institute encouraged the author during this work; especially Dr. *Matsuo*'s assistance in preparing the manuscript is gratefully acknowledged.

REFERENCES

Bigg, E. K., Mossop, S. C., Meade, R. T. and *Thorndike, N. S. C.*, 1963: The measurement of ice nucleus concentrations by means of Millipore filters. *J. Appl. Meteor. 2*, 266–269.

Bigg, E. K., 1971: Apparatus for detection of ice nuclei on filters. The Second International Workshop on Condensation and Ice Nuclei. *Dept. Atmos. Sci.*, Colorado State Univ., 52–53.

Gagin, A. and *Aroyo, M.*, 1969: A thermal diffusion chamber for the measurement of ice nuclei concentrations. *J. Rech. Atmos., 4*, 115–122.

Gagin, A., 1971: A thermal diffusion chamber for ice nuclei measurements. The Second International Workshop on Condensation and Ice Nuclei. *Dept. Atmos. Sci.*, Colorado State Univ., 52–53.

Huffman, P. J. and *Vali, G.*, 1973: The effect of vapor depletion on ice nucleus measurements with membrane filters. *J. Appl. Meteor., 12*, 1018–1024.

Lala, G. G. and *Jiusto, J. E.*, 1972: Numerical estimates of humidity in a membrane filter ice nucleus chamber. *J. Appl. Meteor., 11*, 674–683.

Mossop, S. C. and *Thorndike, N. S. C.*, 1966: The use of membrane filters in measurements of ice nucleus concentration. 1. Effect of sampled air volume. *J. Appl. Meteor., 5*, 474–480.

Stevenson, C. M., 1968: An improved Millipore filter technique for measuring the concentrations of freezing nuclei in the atmosphere. *Quart. J. R. Met., 94*, 35–43.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Light, silver iodide, and the size effect

R. G. LAYTON, *Physics Department, Northern Arizona University, P.O.B. 6010 Flagstaff, AZ 86011, U.S.A.*

A fény hatása ezüst-jodid részecskékre a részecske-nagyság függvényében. A fény hatása vékony ezüst-jodid rétegek jégképző hatékonyságára a hullámhosszúság és a réteg eredeti hőmérsékleti küszöbértékének függvénye. Nagyobb hullámhosszú ibolyántúli sugárzás növeli a küszöbhőmérsékletet, míg a vörös fény hatása a kezdeti feltételektől függ. Ezek az eredmények a réteg felületén, illetve ennek közelében kialakuló hosszú élettartamú töltéscsapdák és a vízmolekulák kölcsönhatásával magyarázhatók. A töltéscsapdák ugyanis befolyásolják a felületi energiát, amelytől a jég nukleációja függ. Az eredmények továbbá megerősítik a részecskenagyság hatását, amelyet előzetesen ezüst-jodiddal figyeltek meg. Az elmélet valószínűvé teszi, hogy vannak olyan anyagok, amelyeknél a részecskenagyság hatása a jégképző hatékonyság növekedését eredményezi. Ez a hatás szerves jégképző anyagok esetén jelentéktelen.

*

Light, silver iodide, and the size effect. The effect of light on the ice nucleating ability of thin films of silver iodide is a function of both the wavelength of the light and the initial threshold temperature of the film. Long-wavelength ultraviolet light has a tendency to increase the threshold temperature, but red light will lower or raise the threshold temperature depending on the initial conditions. These results can be explained theoretically in terms of increases and decreases in the population of long-lived charge traps near or on the surface of the films. The interaction between the trapped charge and the water molecules varies the interfacial energy which affects the ice nucleation characteristics. These results further confirm the cause of the previously observed size effect in silver iodide. Although this particular effect has only been demonstrared in silver iodide, the theory suggests that substances may exist for which the size effect would result in an enhancement rather than a degradation of ice nucleating ability. It is also evident that this size effect should not be significant in most organic nucleators.

*

Introduction. Several experimenters have demonstrated that the first effect of light on ice nucleation by silver iodide is an increase in threshold temperature (*Bryant* and *Mason* 1960; *Papee* et al., 1964; *Rowland* et al., 1964; *Hallet* and *Shrivastava*, 1972 and *Gravey*, 1973). Further exposure results in a decrease of ice nucleation ability, which has been attributed by *Fletcher* (1959) to an increase in metallic silver at the surface. Subsequently *Federer* (1968) and *Pruppacher* and *Pflaum* (1975) demonstrated that electric properties were important in the case of ice nucleation on substrates. Recently *Layton* (1973a) found that the amount of charge trapped in surface states had an effect on the ice nucleating ability of thin films of silver iodide. The experiments described in this paper extend these studies.

1. Procedure and results

Silver iodide was vacuum evaporated onto chemically cleaned glass microscope slides which for some tests were coated with Drifilm-88, a silicone varnish. Direct illumination of the films by incandescant light, and any expo-

sure to sun or flouorescent light was avoided. Crystal structure analysis by X-ray powder pattern techniques of material scraped from a slide showed that these films were predominately in a wurtzite structure, βAgI, with a small amount in zincblende structure, γAgI.

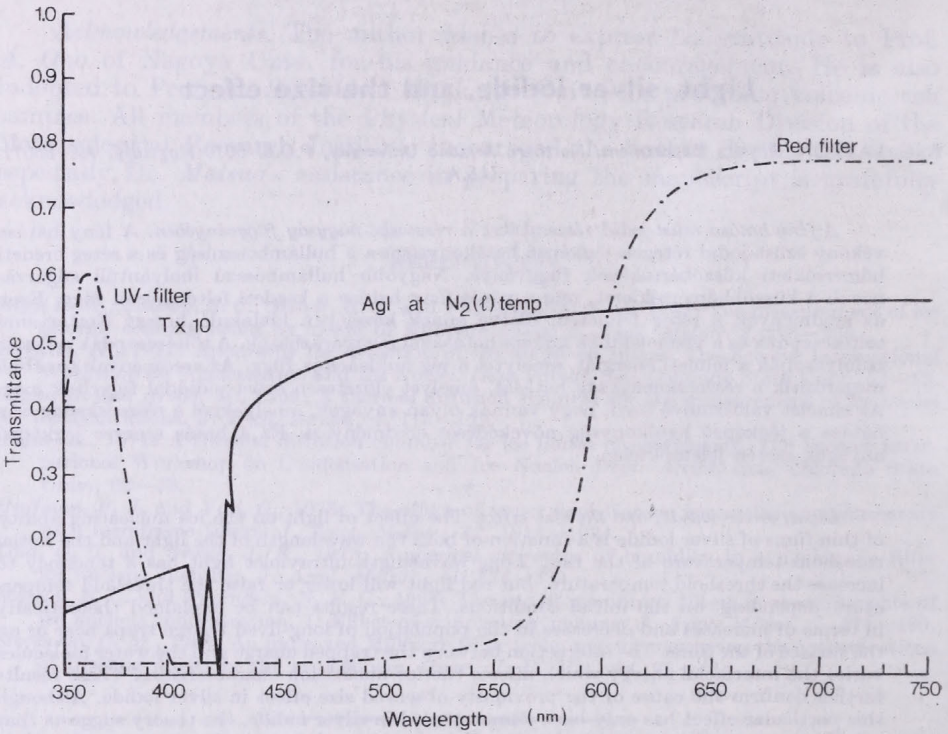


Fig. 1: The transmittance of a AgI thin film at liquid nitrogen temperature, of the red filter and transmittance times ten of the UV filter

The optical transmittance of some of the evaporated films at liquid nitrogen temperature was measured using a Cary 15 spectrophotometer for wavelengths between 350 nm and 500 nm. The films, which were deposited on unheated substrates, had large absorption peaks at 421.0 nm and 415.5 nm plus an additional small peak or shoulder at 425.0 nm *(Fig. 1)*. *Cardona* (1963) has shown that the two main peaks at 421.0 and 415.5 nm are exction peaks associated with the wurtzite structure and the small peak or shoulder at 425.0 nm corresponds to the exction peak in the zincblende structure, thus confirming the X-ray data. The thickness of the films, around 300 nm, was measured using an interference microscope.

The experiments were done using two light sources: A high pressure mercury lamp (hereafter designated "UV") with a filter whose transmission centered around the 366 nm line with a half-width of 30 nm and a quartz–iodine incandescent lamp with a red plastic broadband filter. The red filter freely transmitted yellow, red and infrared, but absorbed strongly in the blue and green regions of the spectrum (Fig. 1). At the slide's surface the irradiance

as measured by a thermopile was, for the UV and red sources, 4.9 mW/cm² and 52 mW/cm², respectively. The exposure times were determined experimentally to give approximately the same effect and were 9 minutes for UV light and 2.5 minutes for red light.

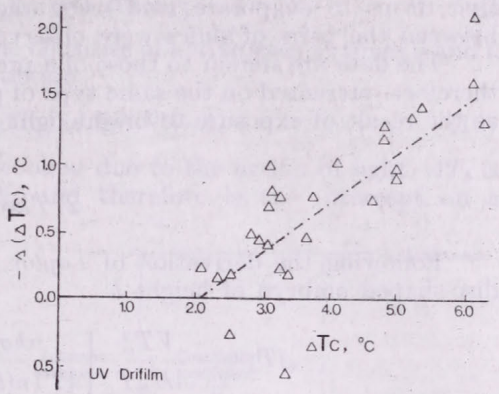
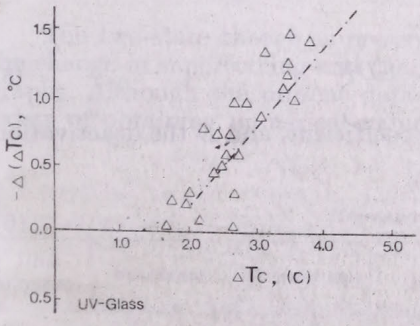


Fig. 2: The change in supercooling *vs.* the original supercooling for AgI films deposited on a silicone varnish substrate and exposed UV light; the line shown is the least squares fit

Millimeter-sized drops of distilled water (30/run), which had been passed through activated carbon, deionized and filtered (pleated membrane 0.2 μm pore size), were placed on the silver iodide-coated slides, which were in thermal contact with a thermoelectric cooler. The slide was then covered with a box made of polarizing material and the drops were observed using light from a microscope illuminator on its lowest range. The light was directed from the side to the water drops with only scattered light striking the silver iodide film. The cooling rate did not exceed 1°C/min. Temperature was measured to the nearest 0.1°C using a thermocouple in good contact with the upper surface of the slide and the temperature at which each drop froze was noted. A typical standard deviation of the temperature spread about the mean freezing temperature was 0.2°C. The slide was then warmed and exposed to UV or red



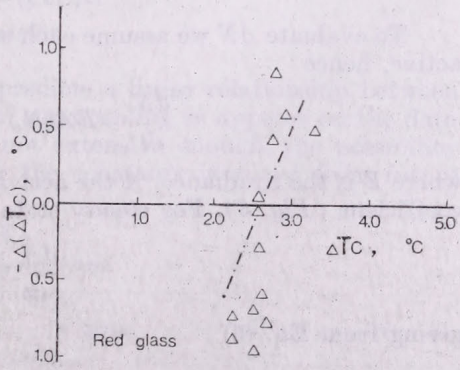


Fig. 3–4: The change in supercooling *vs.* the original supercooling for AgI films deposited on a glass substrate and exposed to UV light (Fig. 3) and to red light (Fig. 4); the line shown is the least squares fit

light with the cover removed. Additional drops were placed on the slide in positions adjacent to the original drops and the initial procedure was repeated. A typical standard deviation of the freezing temperature was 0.6°C for these cases. Experiments were also run using pairs of slides, one exposed and one not exposed, or by exposing the slide to light while taking care not to allow the first drops to evaporate, and using them again. No significant differences between the pairs of slides were observed.

The data are similar to those of a previous report (*Layton*, 1973a) and are, therefore, presented on the same type of plot, i.e., $\Delta(\Delta T_c)$ is the change in ΔT_c as the result of exposure to bright light *(Figs. 2, 3, 4)*.

2. Theory

Following the derivation of *Layton* (1973a) it can be shown that for a disc-shaped embryo of height h

$$\Delta T_c = -\frac{\bar{V} T_m^2}{\Delta H_m T_c}\left[\frac{\pi h \sigma_e}{kT \ln(\Omega/J)} + \frac{2\sigma_{iw} - U}{h}\right] \tag{1}$$

where $\bar{V}$ is the molecular volume, ΔH_m, the heat of fusion, k, Boltzman's constant, σ_e, the interfacial energy for the cylindrical face, σ_{iw}, the plane ice-water interfacial energy, and U is the free energy of interaction across the ice-silver iodide interface.

Let us assume a surface which has N active sites per unit area such that U is linearly dependent on N plus other constant surface characteristics.

$$U = CN + M \tag{2}$$

where C and M are constants. For small temperature changes we will assume all quantities are constant except ΔT_c and U; we can then group constant and approximately constant quantities and name them A_o and B.

$$\Delta T_c = A_o + BCN \tag{3}$$

A change in N of ΔN changes ΔT_c by

$$\Delta(\Delta T_c) = BC\Delta N \tag{4}$$

To evaluate ΔN we assume each unit area contains N_0 sites N of which are active, hence

$$\frac{dN}{dt} = EA(N_o - N) - EDN \tag{5}$$

where E is the irradiance, A the activation coefficient, and D the deactivation coefficient *(Fig. 5)*. For steady state

$$\frac{dN}{dt} = 0 \tag{6}$$

giving from Eq. (5)

$$N_s = N_o \frac{A}{A + D} \tag{7}$$

where N_s is the steady state site density.

Rewriting Eq. (5) in terms of N_s gives

$$\frac{dN}{dt} = E(A+D)\,(N_s - N) \tag{8}$$

which can be integrated to obtain

$$\Delta N = (N_s - N_1)\,(e^{-E(A+D)t} - 1) \tag{9}$$

where ΔN is the difference between the densities of active sites at times 0 and t. Combining Eqs. (3), (4) and (9) we obtain

$$\Delta(\Delta T_c) = (\Delta T_i - \Delta T_o)\,(e^{-E(A+D)t} - 1) \tag{10}$$

where $\Delta(\Delta T_c)$ is the change in supercooling due to the action of light, ΔT_i is the supercooling obtained at $N = N_s$ and therefore is the intercept on a

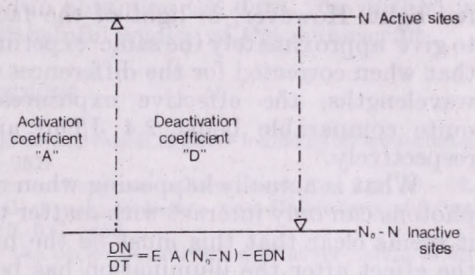


Fig. 5: Two-state site model

$\Delta(\Delta T_c)$ *vs.* ΔT_o curve, and ΔT_o is the initial supercooling before the silver iodide slide is exposed to bright light.

Consideration of Eqs. (1) and (3) shows that ΔT_i depends only on the steady state density of active sites which from Eq. (7) is

$$N_s = N_o \frac{A}{A+D}$$

while the slope depends on E, A, D, and t. The slopes, intercepts, standard deviations, and multiple correlation coefficients (r^2) for the data are given in *Table I*.

3. Discussion

The two-state theory as presented predicts a linear relationship between the change in supercooling and the initial supercooling as appears on the data graphs. Although the present data are not extensive enough, the possibility exists of obtaining numerical values for the constants involved from future

TABLE I

Regression analysis of data

Illumination	Substrate	ΔT intercept	σ_i	Slope	σ_s	r^2
UV	Drifilm	−2.10°C	0.2°C	0.39°C	0.05°C	66.5%
UV	Glass	−1.62°C	0.2°C	0.63°C	0.15°C	47.0%
Red	Glass	−2.68°C	0.06°C	−1.27°C	0.52°C	29.4%

experiments. Comparison of Eqs. (7) and (10) reveal that the intercept depends on N_0, A, and D, but not on the time or exposure; the slope depends on exposure, A, and D, but not on N_0 or N_s. Thus, when comparing the two UV tests where the substrate changed but the exposure and wavelength were the same, if we compare the slope it is evident that the change in substrate resulted in a change in A or D, since they are the only terms in the exponential that were not held constant. The change in the coefficients could be due to the change in internal electric field due to the change in boundary conditions or to a change in energy states at the AgI–slide interface.

For the case involving the UV and red light and the glass substrate, the structure and the interface did not change implying a constant N_0 Eq. (7) implies a clear wavelength dependence for the term involving the activation and deactivation coefficients due to the change in intercept. The change in slope is less useful for this case, as the exposures differed for the UV and the red light. However, in light of the fact that the exposures were determined to give approximately the same experimenteal effect, it is interesting to note that when corrected for the differences in absorptance of light for the different wavelengths, the effective exposures (irradiance $\times$ time $\times$ absorptance) are quite comparable being 2.4 J/cm^2 and 3.3 J/cm^2 for UV and red light, respectively.

What is actually happening when a site is activated or deactivated? Since photons can only interact with matter through the changing energy of charges, it seems clear that this must be the mechanism involved. The persistence of the effect after the illumination has been removed implies that the charge is trapped in long-lived states which may persist for extended periods of time – hours to months – depending on the ambient conditions. This change in charge distribution results in a change of the surface electrostatic field which in turn changes the free energy of interaction, U, which results in the change of nucleation characteristics. The redistribution of charge also results in changes in the optical constants of the silver iodide surface which have been measured by ellipsometry (*Layton*, 1977). The preceding theory also more fully explains our previous results regarding the effect of electric fields on ice nucleation by silver iodide (*Layton*, 1973a).

4. Significance for atmospheric nucleation

The preceding data and theory provide an increased insight into the nature of the interactions which affect nucleation. A specific application can be made regarding the effect of particle size on nucleation. The data and theory reported in this paper reinforce those presented in a previous report which demonstrated the existence of a size effect for thin films of silver iodide, predicted to occur due to change in the ratio of surface states to the total volume as film thickness (or particle radius) decreased (*Layton*, 1973b).

This size does not depend on the specific geometry of the particle, but does depend on the effect of trapped charge such as that demonstrated in silver iodide. Some organic nucleators interact through hydrogen bonding and should not exhibit this particular effect.

The present experiment also reminds us that there may be enchancement as well as degradation of the nucleation process through changes in the free energy of interaction. Most experimental and theoretical treatments have a built-in bias toward negative effects since it is common to consider how

a good nucleator behaves as the particle size decreases. The fact that a substance is a good nucleator indicates that the free energy of interaction is near optimum and any change in either direction will degrade its performance. If, however, the interaction energy is not optimum for good nucleation, then a good possibility exists that any changes in U which occur as the radius of the particle becomes smaller will result in a value which is closer to the optimum, hence resulting in a better nucleator. The work reported here combined with previous work on the size effect implies that it would be quite surprising if this did not happen in the atmosphere.

Acknowledgement. This research was supported partly under Grant GA – 19074 as a part of the research sponsored by the Weather Modification Program, National Science Foundation, and partly by the Natural Resources Institute of Northern Arizona University. The absorption spectra were obtained by Dr. *Ken O'Dell; G. D. Owens* assisted in obtaining the data. The author is indebted to Dr. *Don Gilbert* for his most helpful review of the manuscript.

REFERENCES

Bryant, G. W. and *Mason, B. J.*, 1960: Photolytic de-activation of silver iodide as an ice-forming nucleus. *Quart. J. Roy. Met. Soc. 86*, 354 – 357.

Cardona, M., 1963: Optical properties of the silver and cuprous halides. *Phys. Rev. 129*, 69 – 78.

Federer, R., 1968: Über den Eifluss der Oberflächeneigenschaften von Halbleitern auf ihre Eiskeimfähigkeit. *Z. Angew. Math. Phys. 19*, 637 – 655.

Fletscher, N. H., 1959: A descriptive theory of the photo de-activation of silver iodide as an ice-crystal nucleus. *J. Met. 16*, 249 – 255.

Garvey, D. M., 1973: Photolytic activation of the ice-nucleating properties of silver iodide hydrosols. *J. Atmos. Sci. 30*, 165 – 167.

Hallet, J. and *Shrivastava, S. K.*, 1972: Nucleation of supercooled water by large single crystals of silver iodide. *J. Rech. Atmos. 6*, 223 – 236.

Layton, R. G., 1973a: Ice nucleation by silver iodide: Influence of an electric field. *J. Coll. Interface Sci. 42*, 214 – 217.

Layton, R. G., 1973b: Ice nucleation by silver iodide: A new size effect. *J. Coll. Interface Sci. 45*, 215 – 216.

Layton, R. G., 1977: Ellipsometric study of light-induced changes in silver iodide thin films. *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers Seminar Proceedings 112*, 88 – 91.

Papée, H. M., Montefinale, A. C. and *Zawidzki, T. W.*, 1964: Ice nucleation and growth in supercooled water films condensed on a hydrophobic surface. *Nature 203*, 1343 – 1345.

Pruppacher, H. R. and *Pflaum, J. C.*, 1975: Some characteristics of ice-nucleation active sited derived from experiments with a ferroelectric substrate. *J. Coll. Interface Sci. 52*, 543 – 552.

Rowland, S. C., Layton, R. G. and *Smith, D. E.*, 1964: Photolytic activation of silver iodide in the nucleation of ice. *J. Atmos. Sci. 21*, 698 – 700.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Investigation on the saturation spectra of ice nuclei

D. STEIN and H.-W. GEORGII, *Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik, Feldbergstrasse 47, D—6000 Frankfurt/Main — 1*

Jégmagvak túltelítettségi spektrumának vizsgálata. A légköri jégmagvak hatékonysága nemcsak az aktivációs hőmérséklettől, hanem a folyékony víz-, illetve jégfelszínre vonatkoztatott telítettség mértékétől is függ. A szerzők különböző hőmérsékleteken a jégkoncentráció és a telítettség összefüggését tanulmányozták alacsony nyomási diffúziós kamrák segítségével. A berendezéssel ugyanazon szűrő különböző hőmérsékletekre vonatkozó telítettségi spektruma határozható meg. Több szűrővel azonos körülmények között végzett mérések összehasonlítása szerint az eljárás reprodukálhatósága elfogadható. A mérésekhez az aeroszol-mintákat a svájci Alpokban, illetve Frankfurt am Main közelében gyűjtötték. Az eredmények azt mutatják, hogy a jégre vonatkoztatott túltelítettségi spektrumok, illetve a hőmérsékleti spektrumok dőlésének aránya állandó.

*

Investigation on the saturation spectra of ice nuclei. The activity of atmospheric ice nuclei is dependent not only on the activation temperature, but also on the environmen-saturation ratios over water and ice. The relation between the ice-nuclei contal centration and the saturation at different temperatures was investigated with a low-pressure diffusion chamber. With this instrument it is possible to measure the saturation spectra at different temperatures on the same filter. A comparison of the saturation spectra obtained with parallel filters showed good reproducibility. Aerosol samples taken in the Swiss Alps and in the environment of Frankfurt/Main were analysed. A constant ratio was found between the slopes of the ice supersaturation spectra and the respective slopes of the temperature spectra.

*

Introduction. Previous measurements of ice nuclei contentrations performed at a temperature of −18°C and water saturation gave a concentration range from 0.01 ice nuclei/L to 10 ice nuclei/L (*Georgii* and *Stein*, 1981).

Measurements of ice nuclei saturation spectra, made by *Gagin* (1972), *Huffman* (1973) and during the Third Internat. Workshop on Ice Nucleus Measurements 1975, (*Vali*, 1976), yielded a saturation dependency of the ice nuclei concentration at a constant activation temperature, which had a maximum range of three orders of magnitude.

This wide range shows the importance to investigate not only the temperature spectra of ice nuclei but also the saturation spectra.

The aim of our present work was the measurement of the activation of atmospheric ice-nuclei dependence of supersaturation and temperature.

A necessary condition for these measurements is the very accurate control of activation temperature and vapour pressure. The filter method offers good conditions to carry out such measurements, because the filters sampled at different sampling sites can be developed under controlled and comparable

conditions in a laboratory. The disadvantage of this method, the well known volume effect, was reduced so far that a detection in the range of the sampled volumes was not possible when a low-pressure diffusion chamber was used. This type of chamber, first designed at our Institute and presented at the Third Internat. Workshop on Ice Nucleus Measurements in 1975 (*Meyer* and *Gravenhorst*, 1976), shows no volume effect, because the diffusion velocity is enhanced in the low-pressure system.

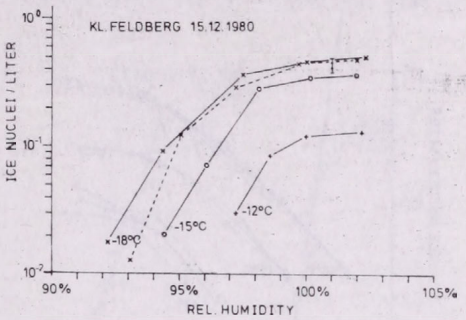


Fig. 1: Comparison of a set of four simultaneously sampled filters: Filters 1 and 2: activated at −18°C (dot); Filter 3: activated at −18°C and different humidities (dashed line); Filter 4: activated at −12°C, −15°C and −18°C and different humidities (solid line)

With the experience obtained by using this chamber, a new low-pressure diffusion chamber was built to attain the necessary reproducibility for these measurements by improving the closeness in the low-pressure system, the temperature control- and measuring system, and the preparation of the filters. (A description of this new chamber is being prepared for publication). This new chamber permits the measurement of saturation spectra of ice nuclei at different temperatures of activation with single exposed filter. A repetition of these measurements with the same filter shows no change in the activation behaviour of the ice nuclei.

Experimental results

An example of the results is shown in *Fig. 1*. In this case, the ice nuclei of the first and second filter of a set of four parallel exposed filters were activated five times at −18°C and 1% water supersaturation marked by two points. The variation of these measurements is shown by a vertical bar. The ice nuclei of the third filter, marked with dashed lines, were activated at −18°C at five different increasing humidities. The ice nuclei of the fourth filter, here marked with full lines, were activated also at five different increasing humidities, but also at three different temperatures, at −12°C, −15°C and −18°C.

To avoid a memory effect, the filter surface was heated up to +15°C at a remaining relative humidity < 1% for some minutes between the subsequent measurements of the single saturation spectra.

A comparison of the ice nuclei concentration at −18°C and 1% water supersaturation shows that there is no change in the activation behaviour when the activation is repeated at different humidities and temperatures.

Usually, two parallel exposed filters were developed to control the variations of such a set and to recognize possible errors of single measurements.

Figure 2 shows the saturation spectra at three different temperatures of two simultaneously exposed filters, plotted with dashed lines. The full lines between them correspond to the computed means of the single spectra of both filters. These means are used in the further treatment of our results.

Plotting the mean spectra of *Fig. 2* in relation to ice supersaturation,

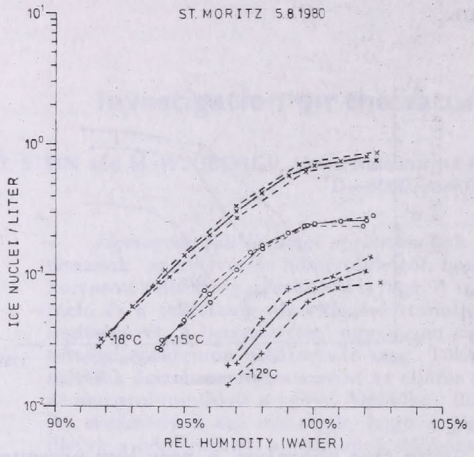


Fig. 2: Saturation spectra of two simultaneously sampled filters at −12°C, −15°C and −18°C (dashed line) and the mean spectra of both filters (solid line)

the three spectra taken at −12°C, −15°C and −18°C lie on one line. Only the values measured at water supersaturation deviate from this line. The deviation can clearly be seen in a double logarithmic diagram *(Fig. 3)*. In this figure the water saturation for each temperature is marked by two vertical bars.

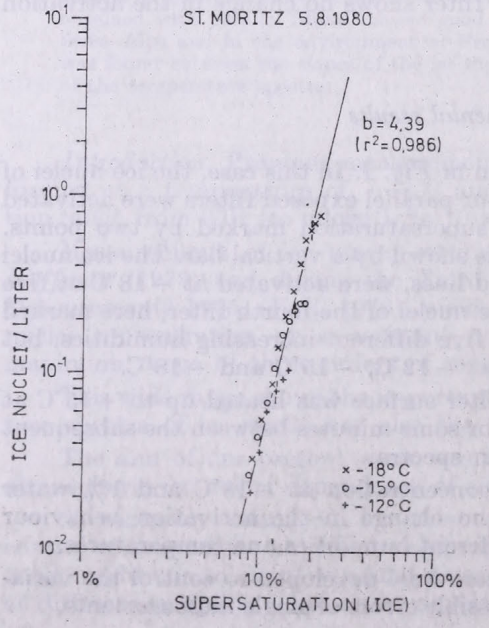


Fig. 3: Ice supersaturation spectrum at −12°C, −15°C and −18°C with the computed slope *b*

In many cases there was no further increase in the ice-nuclei concentration after exceeding water saturation; in other cases there was a smaller increase when water saturation was exceeded. Measurements made up to now did not reveal a clear relationship to a specific parameter of the constitution of the aerosols, the environmental conditions, or the sampled volume.

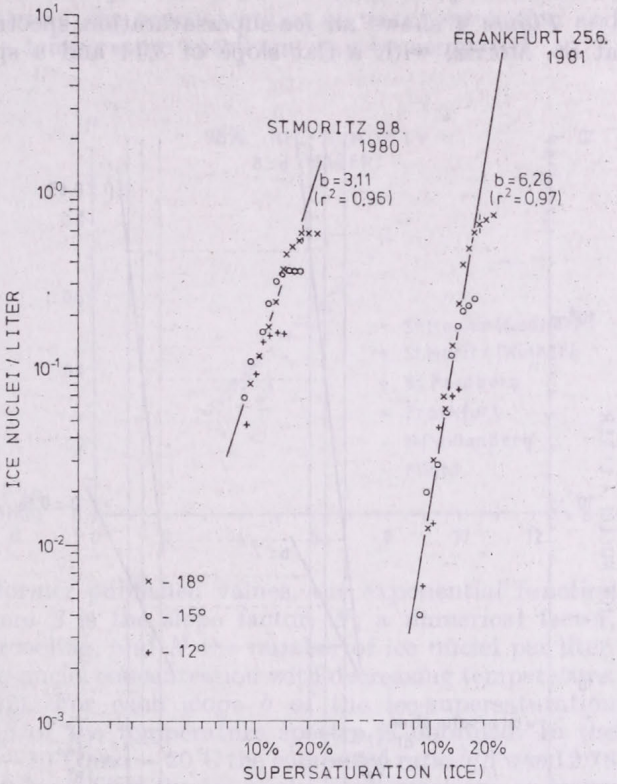


Fig. 4: A typical ice supersaturation spectrum of St. Moritz (Switzerland) and of Frankfurt/Main (FRG)

In the evaluation of our measurements we did not regard results gained at supersaturations above water saturation.

As shown by *Huffman* (1973) it is possible to describe the increase of the ice-nuclei concentration at increasing ice supersaturation by the function $N = C \cdot S_i^b$, where S_i is the supersaturation over ice, C is a constant, b the slope factor and N the number of ice nuclei per liter. To compute the slope b, the three spectra measured at different temperatures were combined into one ice supersaturation spectrum. The straight line in Fig. 3 corresponds to the computed ice supersaturation spectrum of the three plotted single spectra. The good correlation shown in this example is generally existent, the mean r^2 of all ice supersaturation spectra measured up to now yield 0.93. The results of the slopes measured at different sampling sites varied between 3.1 and 12.5.

Samples from St.Moritz, Switzerland, had a mean slope of 4.3; samples from Mt. Kleiner Feldberg near Frankfurt, F. R.Germany, had a mean slope of 6.0 and in Frankfurt the mean slope was 6.8. These results point to an increase of the slope from unpolluted to polluted regions.

The first filters exposed airborne at an altitude of 4,000 ft above the souther part of the FRG gave a mean slope of 6.4 which was also found at a mountain station at 3,000 ft. The trajectories showed that the air masses during the flight period moved slowly within two days over North-Western Europe, and the simultaneously measured sulfate concentrations confirmed the polluted condition of these air masses. At higher altitudes, up to 18,000 ft, the mean slope was 4.9.

Figure 4 shows an ice supersaturation spectrum of a sample, collected at St. Moritz, with a flat slope of 3.11 and a spectrum of Frankfurt with

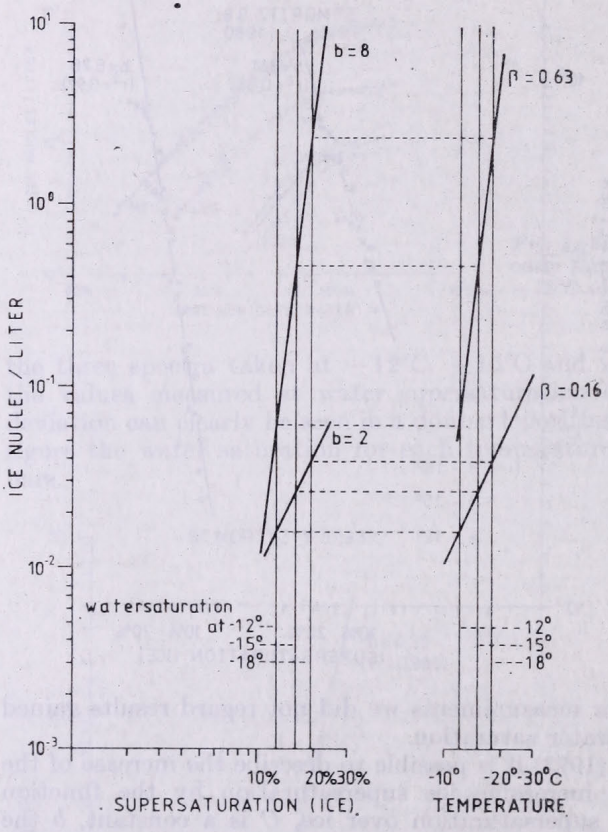


Fig. 5: Representation of the relation between two ice supersaturation spectra and two temperature spectra

a steep slope of 6.26, for comparison. While there is only a small difference in concentration at high ice supersaturations, the difference increases towards low supersaturations.

The mean concentration at -18 °C and water saturation measured in Frankfurt was 0.6 ice nuclei/L and in St. Moritz, Switzerland, 0.55 ice nuclei/L. The mean concentration at -12 °C and water saturation in Frankfurt was 0.04 ice nuclei/L and in St. Moritz 0.1 ice nuclei/L. Taking -18 °C as reference, the concentration was too high in St. Moritz and too low in Frankfurt at high temperatures respectively at low ice supersaturations.

Parallel measurements of the aerosol spectra have shown that neither

the concentration nor the size distribution has a major influence on the ice-nuclei saturation spectra. The chemical composition and surface of the aerosol seems to be decisive.

The relation between supersaturation and temperature spectra

Taking, as demonstrated in *Fig. 5* for the extreme slopes $b=2$ and 8 of an ice supersaturation spectrum, the concentrations at water saturation and at different temperatures, a temperature spectrum may be computed.

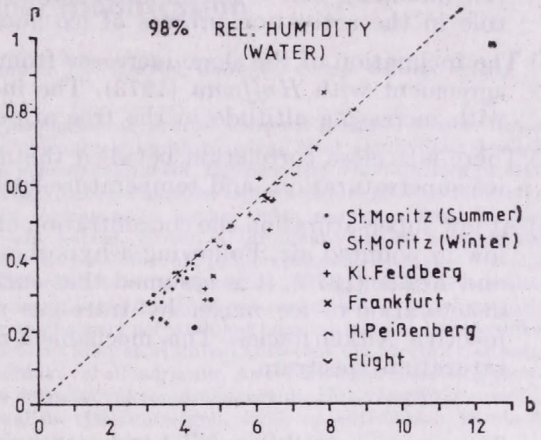


Fig. 6: Computed ratio of slope b to β at 98% rel. humidity (dashed line) and the measured slopes b and β

For comparison with former published values, the exponential function $N=N_0 \cdot \exp[\beta(T_0-T)]$, where β is the slope factor, N_0 a numerical factor, (T_0-T) the degree of supercooling, and N the number of ice nuclei per liter, is fitted to the increase of ice-nuclei concentration with decreasing temperature, according to *Fletcher* (1962). For each slope b of the ice-supersaturation spectra a respective slope β of the temperature spectra is obtained. In the investigated range between -10°C and -20°C the computed ratio b/β was 12.78 for all slopes b from 1 to 10 by taking the ice-nuclei concentrations at water saturation for each temperature. Taking the ice-nuclei concentration at 98% rel. humidity, the quotient was 10.92. The ratio of both slopes of the ice-nuclei concentration at 98% is plotted as a dashed line in *Fig. 6*.

The symbols in Fig. 6 correspond to the measured slopes b of the ice supersaturation spectra and the respective measured slopes β of the temperature spectra of different sampling sites.

Conclusions

(1) The results of the investigations show that the low-pressure diffusion chamber permits to measure saturation spectra of ice nuclei with the same filter at different temperatures. The results are reproducible.

(2) The relation between humidity and the activity of ice nuclei leads to an increase of the ice-nuclei concentration according to a power-law. This increase is independent of the temperature as long as water saturation is not exceeded.

(3) The slope of the ice supersaturation spectra becomes smaller at water supersaturation, independently of the actual concentration of nuclei on the filter. This is in confirmation of the results obtained by *Tanaka* (1980).

(4) The change of the slope at water saturation shows that the computed water saturation is in agreement with the actual water saturation on the filter surface.

(5) The concentrations of activated ice nuclei on the filter at different water subsaturations but at equal ice supersaturations coincide. Therefore the rel. humidity below 100% water saturation does not play a dominant role in the activation process of ice nuclei.

(6) The inclination of the slope increases from unpolluted to polluted areas in agreement with *Huffman* (1973). The inclination of the slope decreases with increasing altitude in the free atmosphere.

(7) There is a close correlation between the measured and computed ratio of ice supersaturation- and temperature-spectra only in unpolluted air.

(8) At low supersaturation the concentration of activated ice nuclei is relatively low in polluted air. Following a hypotheses by *Georgii* (1963) and *Georgii* and *Kaller* (1970), it is assumed that surface poisoning leads to a partial deactivation of ice nuclei by trace-gas adsorption or coagulation with inactive Aitken nuclei. This mechanism may also influence the ice supersaturation spectrum.

*

The research in this paper has been supported by Deutsche Forschungsgemeinschaft through Sonderforschungsbereich 73 "Atmospheric Trace Constituents".

REFERENCES

Fletcher, N. H., 1962: *Physics of rain clouds.* Cambridge University Press, London.

Gagin, A., 1972: The effect of supersaturation on the ice crystal production by natural aerosols. *J. Rech. Atmos. 6*, 175–185.

Georgii, H.-W., 1963: Investigation on the deactivation of inorganic and organic freezing nuclei. *Z. Angew. Math. Physik 14*, 503–510.

Georgii, H.-W. and *Kaller, R. S.*, 1970: Über die Inaktivierung von Gefrierkernen durch die Koagulation mit Aitkenkernen. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik*, Universität Frankfurt/Main Nr. 36.

Georgii, H.-W. and *Stein, D.*, 1981: Die Konzentrationsverteilung atmosphärischer Gefrierkerne in der unteren und mittleren Troposphäre. *Met. Rdsch. 34*, 137–143.

Huffman, P., 1973: Supersaturation dependence of ice nucleation by deposition on silver iodide and natural aerosols. *Res. Rept. No. AR 108. Sept. 1973*, Dept. of Atmospheric Resources, University of Wyoming, Laramie, Wyoming.

Meyer, D. and *Gravenhorst, G.*, 1976: A low pressure diffusion chamber. *The Third International Workshop on Ice Nucleus Measurements.* aramie, Wyoming, 128–148.

Tanaka, T., 1980: Ice nucleating activity and the mode of action of volcanic ash ejected from Mt. Usu in Hokkaido. An improved method to remove hygroscopic materials collected on a membrane filter. *Papers in Meteorology and Geophysics 31*, 153–171.

Vali, G., (ed.) 1976: *The Third International Workshop on Ice Nucleus Measurements. Proceedings*, University of Wyoming, Laramie, Wyoming.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982, március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86, No. 2–4, March–August 1982, Budapest

Lead-bearing exhaust aerosol and inadvertent weather modification

B. D. O'REGAN*, A. F. RODDY and C. M. MORAN, *University College Galway, Ireland*

Kipufogó gázokból származó, ólomtartalmú aeroszol időjárást módosító hatása. Számos kutató tapasztalta, hogy ha a gépjárművek kipufogó gázai által szennyezett levegőbe jódgőzt juttatnak, igen nagyszámú jégmag keletkezik. Egyesek arra a konklúzióra jutottak, hogy a kipufogó gázban lévő ólomvegyületek reakcióba lépve a jóddal ólom-jodidot alkotnak, ami tudvalevőleg igen aktív jégmagvasító anyag. Jelen munka a fenti kérdéssel foglalkozó átfogó kutatás egy részét képezi. Ebben a tanulmányban az ólomtartalmú részecskék kémiai természetét, valamint az előforduló jódkoncentráció-értékeket tekintjük át. Tanulmányozzuk a PbI_2 képződési feltételeit a légkörben. Vizsgáljuk a jódvegyületek és a részecske formájú ólom közt, vízcseppekben végbemenő reakciókat. A kipufogó gázokban található ólomvegyületekből monodiszperz aeroszolokat hoztunk létre. A kereskedelemben be nem szerezhető ólomvegyületeket laboratóriumban állítottuk elő, melyek tisztaságát és szerkezetét röntgendiffrakció technikával ellenőriztük. Az előállított aeroszolok jégképző aktivitását termál diffúziós kamra segítségével tanulmányoztuk. Hat vizsgált aeroszolnak volt jégképző aktivitása −20°C-nál és víztelítettségen. Ezek az aktivitások közelítőleg egy nagyságrenddel alacsonyabbak voltak, mint a PbI_2 aktivitása.

*

Lead-bearing exhaust aerosol and inadvertent weather modification. Several researchers have found that the addition of iodine vapour to air polluted by vehicular exhaust led to the production of large numbers of ice nuclei. Some have concluded that lead compounds in the exhaust reacted with iodine to form lead iodide, a well-known ice nucleant. This work is part of a comprehensive study of that phenomenon. The composition and chemistry of lead-bearing particles in the atmosphere is reviewed, in this context. There is also a brief review of iodine levels in the atmosphere. The possibility of the production of PbI_2 in the atmosphere is discussed in some detail. Among processes considered are reactions of iodine compounds with particulate lead in a water droplet environment. Monodisperse aerosols of lead compounds reported in motor vehicle exhaust were prepared. Lead compounds not available commercially were synthesised in the laboratory and examined with regard to purity and structure using X-ray diffraction techniques. The ice nucleation activities of some of these aerosols were investigated using a thermal diffusion chamber. Six aerosols tested had ice nucleation activities at −20°C and nominal water saturation, which were about an order of magnitude less than for PbI_2.

*

Introduction. The work reported in this paper is the first effort in a major investigation of a phenomenon originally discovered by *Schaefer* (1966, 1968). He found that the introduction of iodine vapour into air polluted by vehicular exhaust lead, produced vast numbers of ice nuclei. He inferred that the lead compounds reacted with iodine to form lead iodide (PbI_2) a well-known ice nucleant.

* Present affiliation: Regional Technical College, Carlow, Ireland

The composition of lead-bearing particles

It is worth examining briefly the reports in the literature on the chemistry of lead-bearing exhaust particles in the atmosphere.

Commercial anti-knock fluids contain alkyl lead compounds (formerly tetraethyl lead but more recently also tetramethyl lead). During combustion the Pb additives form halide particulates by combining with ethylene dihalides (bromides and chlorides) which are added to the petrol as lead "scavengers". According to *Hirschler* et al. (1957) the chief constituents of inorganic lead compounds leaving the exhaust system are PbClBr, $NH_4Cl.2PbClBr$ and $2NH_4Cl.PbClBr$. *Habibi* (1970) found PbClBr, 2PbO.PbClBr and small amounts of $PbSO_4$ and $Pb_3(PO_4)_2$ in fresh exhaust particles larger than 200 μm. In the $2-10$ μm range the principal component was PbClBr, while the submicron particles contain PbClBr and $2NH_4Cl.PbClBr$. *Ter Haar* and *Bayard* (1971) reported other populous lead-containing species as $(PbO)_2PbClBr$, $PbCl_2$ and $PbBr_2$ in fresh exhaust; and $PbCO_3$, $(PbO)_2PbCO_3$ and lead oxides PbO_x in aged or rural samples. *Biggins* and *Harrison* (1979), using powder X-ray diffraction techniques found the predominant lead compound at four out of five sites to be $PbSO_4.(NH_4)_2SO_4$. At only one site did they find $2PbBrCl.NH_4Cl$ and $PbBrCl.2NH_4Cl$. $PbSO_4$ and $PbBrCl.(NH_4)_2BrCl$ were also observed. In laboratory experiments the very small vehicle generated PbClBr particles coagulated rapidly with neutral and acid sulphate droplets in the atmosphere to form $PbSO_4(NH_4)_2SO_4$, $PbSO_4$, $PbBrCl.(NH_4)_2BrCl$ and other unidentified lead ammonium halides. According to *Harrison* and *Perry* (1977) approximately $1-4\%$ of atmospheric lead is present as vapour phase tetraalkyl compounds. This arises from evaporation of the antiknock additives in petrol in the vicinity of petrol stations and incomplete combustion within engines. Some of the organolead compounds may be sorbed onto atmospheric particles; generally their fate is little understood.

Lead concentrations and particle sizes

Atmospheric lead levels vary enormously in space and time. Thus to take the more extreme values, *Dams* and *De Jonge* (1976) found mean Pb concentration at the Jungfraujoch (3,752 m altitude) in Switzerland to be 4.4 ng m^{-3} whereas levels of $400-3{,}700$ ng m^{-3} were found for Cambridge, Mass., U.S.A. by *Moyers* et al. (1972).

Chamberlain et al. (1978) have shown that primary vehicle exhaust lead particulate is approximately 0.015 μm in diameter, but grows rapidly by coagulation, especially in an urban environment. In a rural area in Urbana-Champaign, Illinois, *Hudson* et al. (1975) found that 80% of the particles were less than 2 μm with a mean median value of 0.42 μm.

Iodine in the atmosphere

Moyers et al. (1971) give an average value of 8 ± 3.5 ng m^{-3} for gaseous iodine I(g) in an unpolluted marine atmosphere. *Moyers* and *Duce* (1972) have discussed the enrichment of I relative to Cl in sea-salt particles and rain samples in maritime air, by factors of 10^2-10^3 as compared with sea-water. Two possible explanations are that (1) I_2 gas escapes from the sea surface or (2) organic matter on the sea surface is enriched in iodine. *Garland* and *Curtis*

(1981) have found evidence that ozone causes the release of iodine vapour from the sea surface. *Moyers* and *Duce* found mean values of I(g) and particulate iodine I(p) at a Hawaii site to be respectively 5.84 ng m^{-3} and 2.33 ng m^{-3}. They calculated that $I_2(g)$ should be taken up by sea-salt particles, provided IO_3^- is formed,

$$I_2(aq.) + H_2O + \frac{5}{2}O_2 \rightleftharpoons 2IO_3^-(aq.) + 2H^+$$

However, there is also an argument that says that $I_2(g)$ is volatilized from the particles.

The gaseous iodine species in the atmosphere may be I_2, HI, CH_3I, C_2H_5I.

Moyers et al. (1971) give values of 10 -- 18 ng m^{-3} for I(g) and 2 – 15 ng m^{-3} for I(p) in polluted urban air.

The possible production of PbI_2 *in the atmosphere*

Morgan (1967) and *Hogan* (1967), in addition to *Schaefer* (1966, 1968) concluded that the ice nucleation they observed was produced by lead iodide, formed as a result of reaction between particulate exhaust lead and iodine in the atmosphere.

Grant and *Corrin* (1973) calculated that the conversion of PbBrCl to PbI_2 is thermodynamically unfavourable. They also found that the addition of iodine to exhaust products from unleaded gasoline produced more ice nuclei than when leaded gasoline was used, thus casting doubt on PbI_2 as the "exhaust nucleant".

Langer (1970) found some evidence, though not conlusive, that lead oxide produced by the photolytic decomposition of $PbBr_2$ could be the nucleant.

Much attention has been given to the question of halogen loss as the exhaust particles age (*Pierrard* 1969, *Martens* et al. 1973, and many others).

Parungo and *Rhea* (1970) found large increases in the ice nuclei content of Denver air when passed through an iodine chamber. The I_2 concentration used was not stated, but since a saturated I_2 solution was used, there probably was a large excess of I_2 over Pb^{2+}.

Moyers et al. (1971) conclude that the levels of I(g) and I(p) they found in polluted air, 10 – 18 ng m^{-3} and 2 – 15 ng m^{-3}, respectively, should be sufficient to activate all the lead aerosol particles there. But this is doubtful, because it is hardly likely that exhaust particles are all in a reactive form.

Also, *Moyers* et al. (1971) state that the reaction of Pb and I_2 to form PbI_2 as performed by *Schaefer*, under laboratory conditions, had reactant concentrations much in excess of even a polluted atmosphere. Therefore from reaction kinetics alone, the time required to form measurable numbers of "latent ice nuclei" under 'normal' conditions of atmospheric pollution would be long. This is a possible reason why the clouds of ice crystals observed by Schaefer and attributed to PbI_2 nucleation appear downwind of polluted cities and not immediately overhead.

Borys and *Duce* (1979) found a weak positive correlation between lead and ice nuclei in a study over a one-year period in Providence, Rhode Island. However, this may have been due to lead and ice nuclei both being involved with the fine sub-micron particle mode. The main conclusion drawn from the study was that the greatest effect on the ice nuclei concentrations in Providence

was due to the difference in the ice nuclei concentrations existing in the contrasting air masses of continental and marine origin which are advected to the site. The sampling site was located essentially at the point where marine air masses encounter pollution sources. If the gaseous iodine existed largely as CH_3I, then its photodissociation in the atmosphere providing a more reactive source of iodine such as I_2, could, according to *Borys* and *Duce*, lead to the reaction necessary to produce PbI_2 occurring further downwind of the sampling site.

Drop freezing experiments

Reischel (1975) investigated the possibility that interaction between lead aerosols and iodine may not occur until both have become incorporated into liquid water. In drop freezing experiments he found that the presence of NH_4I caused about two orders of magnitude increase in numbers of active nuclei with six lead salts: PbO_2, PbO, $PbCrO_4$, PbS, $[Pb(CO_3)_2Pb(OH)_2]$ and $PbSO_4$. Additional experiments with PbO and NH_4I showed that best results were obtained when the $[NH_4^+]/[I^-]$ ratio was at least 0.5. Such a ratio is certainly present in natural precipitation (*Junge*, 1963; *Winchester* and *Duce*, 1966). The chemical nature of the apparently highly active reaction produce of PbO and NH_4I was not known. This combination (at 0.1 NH_4I) showed better ice nucleation activity than PbI_2 itself.

Reactions of $PbCl_2$, $PbBr_2$ *and* PbClBr *in droplets*

I_2, Br_2, Cl_2 are all thermodynamically able to oxidize SO_2 to SO_3, while being converted to I^-, Br^-, Cl^- themselves. These anions may remain associated with newly formed $SO_4^=$ particles. The association of $SO_4^=$ with NH_4^+ is documented in the literature so that if the halogen anions "live" in the same chemical environment as $SO_4^=$ ions, then species such as $NH_4^+Cl^-$ and NH_4I are possible (see *Winchester* and *Duce*, 1966).

Following the work of *Reischel*, some experiments were performed to investigate the reactivity of the above lead salts:

Mixing a solution of $PbCl_2$ and a solution of NH_4I resulted in an instant yellow precipitation. The reaction is

$$PbCl_2 + 2NH_4I \rightarrow PbI_2 + 2NH_4Cl$$

Similar reactions occurred for PbBr- and PbClBr,

$$PbBr_2 + 2NH_4I \rightarrow \text{yellow precipitation}$$

$$PbClBr + 2NH_4I \rightarrow \text{yellow precipitation}$$

When $PbCl_2$, $PbBr_2$ and PbClBr were reacted with 2KI, a yellow precipitate also resulted. In the case of $PbCl_2$ this reaction product was isolated and shown by X-ray diffraction to be mainly PbI_2 with a small quantity of an unidentified compound (not $PbCl_2$ or KI but possibly $KPbI_3$)

The displacement of Cl^-, Br^- ions by I^- in the above reactions is to be expected for solubility reasons and also because K^+ ions have a much larger electrode

potential than Pb^{2+} ions. However, when very dilute solutions of $PbSO_4$ and either KI or NH_4I are mixed, the appearance of yellow PbI_2 is not recorded. This again is expected for solubility reasons. A similar situation exists for $PbCO_3$. The following would appear to be the order of precipitation of lead salts out of dilute solutions of the constituent ions:

$$Pb(CO_3) \text{ before } Pb(IO_3)_2 \text{ before } Pb(SO_4) \text{ before } PbI_2.$$

Since urban atmospheres would contain higher concentrations of sulphate- than of any iodine-containing species, the chances of preferential PbI_2 formation – in solution – are small.

Laboratory preparation of inorganic lead salts

It was decided to investigate the ice-nucleating ability of aerosols of laboratory-prepared samples of lead compounds. Some of these are reported to be present in exhaust particles, before reaction with iodine and some may be present after reaction with iodine. Among these lead compounds a number were available commercially in Anala R grade; $PbCl_2$, $PbBr_2$, PbI_2, $PbSO_4$ and PbO. Other compounds were synthesized from these available starting materials.

The composition of the exhaust particle compounds depends on conditions such as the composition of the anti-knock mixture, the fuel – air ratio, the temperature of the surface on which it is formed, etc. The laboratory synthesis occurs under controlled conditions of temperature using measured quantities of the lead salts.

TABLE I

Compounds of lead prepared by thermal solid-state reactions

	Reactants	Product	Formation temperature (°C)
1	$PbCl_2 + PbBr_2$	2PbClBr	350
2	$2PbO + PbCl_2$	$2PbO.PbCl_2$	350
3	$2PbO + PbClBr$	2PbO.PbClBr	350
4	$2PbO + PbBr_2$	$2PbO.PbBr_2$	375
5	$PbO + PbClBr$	PbO.PbClBr	375
6	$PbO + PbCl_2$	$PbO.PbCl_2$	300
7	$PbO + PbBr_2$	$PbO.PbBr_2$	375
8	$PbO + PbI_2$	$PbO.PbI_2$	350
9	$NH_4Cl + 2PbClBr$	$NH_4Cl.2(PbClBr)$	300
10	$2NH_4Cl + PbClBr$	$2(NH_4Cl)PbClBr$	300
11	$(NH_4)_2SO_4 + PbSO_4$	$(NH_4)_2SO_4.PbSO_4$	180

Solid-state reactions. Several compounds as listed in *Table I* were prepared by solid-state reactions at appropriate temperatures, using equimolar quantities. The reaction temperatures have been determined by experiment and are well below the melting points of the lead salts (see *Lamb* and *Niebylski*,

1951 and *Calingaert* et al., 1949). Compounds 1 – 7 *(Table I)* were checked for identity and purity by X-ray diffraction. Products were stored in the dark.

Preparations in solution. A sample of $PbO.PbCl_2.H_2O$ was prepared using the basic method given by *Lamb* and *Niebylski* (1951). Preparation of $PbO.PbBr_2 \cdot H_2O$ and $PbO.PbI_2.H_2O$ were conducted along similar lines.

Solution chemistry was also used to prepare $PbI_2.NH_4Cl$, $3PbO.H_2O$, $2PbO.H_2O$, $PbO.H_2O = Pb(OH)_2$, and $PbCO_3$. Details of preparation are given elsewhere. (*O'Regan*, 1978).

Generation of lead compound aerosols

Aerosols of the compounds listed in *Table II* were prepared using a *Berglund – Liu* vibrating orifice monodisperse aerosol generator (Thermo-Systems Inc.), with distilled water as the solvent. A 10 μm orifice was used with a disturbing frequency of 225 kHz and a total air flow rate of 1,125 $cm^3\ s^{-1}$. The concentration of aerosol particles in the exit hose was nominally $2 \times 10^8\ m^{-3}$. The solvent evaporated in the dried dilution air and dry particles were available at the exit tube of the generator. *Table II* gives the diameters of the various particles as calculated from the expressions

$$D_p = C^{1/3} D_d$$

$$D_d = \left(\frac{60}{\pi f}\right)^{1/3}$$

given by *Berglund* and *Liu* (1973). D_d and D_d are particle and droplet diameters, respectively; Q is the liquid flow rate, f is the disturbance frequency and C is the volumetric concentration of the solute in solution.

TABLE II

Calculated diameters of lead compound aerosol particles

Compound	PbI_2	$PbBr_2$	$PbCl_2$	PbBrCl	PbO	$PbSO_4$	$2PbO.PbCl_2$
Particle diameter (μm)	0.94	1.9	1.7	1.8	0.16	0.38	0.23

The presence of non-volatile impurities in the solvent will cause an error in the calculated particle diameter. The distilled water used conformed to British Standard 3,978, which gives the limit for non-volatile residue as 5 mg $litre^{-1}$. For a lead iodide solution this corresponds to 1 part non-volatile impurity to 92.2 parts solute.

Measurement of ice nucleation activity of lead compound aerosols

Nuclepore filters of pore size 0.5 μm were used to sample the aerosol contained in three litres of air exiting in the flexible hose of the *Berglund – Liu* generator.

These filter samples were then processed in a *Meeda* ice diffusion chamber based on the design of *Gagin* and *Aroyo* (1969). The filter temperature was -20°C, the ice plate temperature -17.9°C, thus giving (nominal) water

saturation at the filter surface. Background counts were found for filter batches and subtracted to get results as recorded.

The results are given in *Table III*. The quantity $N/N_0 \times 10^4$ is taken as a measure of the ice nucleating activity of an aerosol, where N is the number of ice crystals measured per filter, and $N_0 = 6 \times 10^5 =$ nominal number of particles in the 3 litres of air sampled. $N/N_0 \times 10^4$ is a mean of at least four values, for each compound.

TABLE III

Ice nucleation activity of lead compound aerosols at −20°C and nominal water saturation

Lead compound	PbBrCl	$PbCl_2$	$PbBr_2$	PbO	$PbSO_4$	$2PbO.PbCl_2$	PbI_2
$N/N_0 \times 10^4$	5.0	2.7	4.5	2.5	4.5	2.4	31.0

These results indicate that aerosols of six compounds tested, all detected in exhaust lead-bearing aerosol, were about an order of magnitude less active than PbI_2 aerosol, under the test conditions.

These are the first results in a continuing comprehensive study in which the ice nucleation activity of lead compounds is being investigated prior to and after reaction (or attempted reaction) with iodine at realistic concentrations.

Acknowledgement. This work was funded by a grant from the National Science Council (now the National Board for Science and Technology, Ireland).

REFERENCES

Berglund, R. N. and *B. Y. H. Liu*, 1973: Generation of monodisperse aerosol standards. *Environ. Sci. Technol. 7*, 147–152.

Biggins, P. D. E. and *R. M. Harrison*, 1979: Atmospheric chemistry of automotive lead. *Environ. Sci. Technol. 13*, 558–565.

Borys, R. D. and *R. A. Duce*, 1979: Relationships among lead, iodine, trace metals and ice nuclei in a coastal urban atmosphere. *J. Appl. Meteor. 18*, 1490–1499.

Calingaert, G., F. W. Lamb and *F. Meyer*, 1949: *J. Am. Chem. Soc. 71*, 3709.

Chamberlain, A. C., M. J. Heard, P. Little, D. Newton, A. C. Wells and *R. D. Wiffen*, 1978: Investigations into lead from motor vehicles. *United Kingdom Atomic Energy Authority Report, AERE-R 9198*, H.M.S.O., London.

Dams, R. and *J. De Jonge*, 1976: Chemical composition of Swiss aerosols from the Jungfraujoch. *Atmospheric Environment 10*, 1079–1084.

Gagin, A. and *M. Aroyo*, 1969: A thermal diffusion chamber for the measurement of ice nuclei concentrations. *J. Rech. Atmos. 4*, 115–122.

Garland, J. A. and *H. Curtis*, 1981: Emission of iodine from the sea surface in the presence of ozone. *J. Geophys. Res. 86*, 3183–3186.

Grant, L. O. and *M. L. Corrin*, 1973: Raw and iodine treated automobile exhaust as a source of ice nuclei. *J. of Weather Modification 5*, 238–248.

Habibi, K., 1970: Characterization of particulate lead in vehicle exhaust—experimental techniques. *Environ. Sci. Technol. 4*, 239–248.

Harrison, R. M. and *R. Perry*, 1977: The analysis of tetraalkyl lead compounds and their significance as urban air pollutants. *Atmospheric Environment 11*, 847–852.

Hirschler, D. A., L. F. Gilbert, F. W. Lamb and *L. M. Niebylski*, 1957: Particulate lead compounds in automobile exhaust gas. *Industrial and Engineering Chemistry 49*, 1131–1142.

Hogan, A., 1967: Ice nuclei from direct reaction of iodine vapor with vapor from leaded gasoline. *Science 158*, 800.

Hudson, J. L., J. J. Stukel and *R. L. Solomon*, 1975: Measurement of the ambient lead concentration in the vicinity of Urbana-Champaign, Illinois. *Atmospheric Environment 9*, 1000–1006.

Junge, C. E., 1963: *Air chemistry and radioactivity*, Academic Press, New York and London.
Lamb, F. W. and *L. M. Niebylski*, 1951: Formation of engine-deposit compounds by solid-state reactions. *Analytical Chemistry 23*, 1388–1397.
Langer, G., 1970: A study of automobile exhaust as a source of ice nuclei. *Preprints of the Second National Conference on Weather Modification*, American Meteorological Society, 45 Beacon St., Boston, Mass. U.S.A., 242–243.
Martens, C. S., J. J. Wesolowski, R. Kaifer and *W. John*, 1973: Lead and bromine particle size distributions in the San Francisco Bay area. *Atmospheric Environment 7*, 905–914.
Morgan, G. M., Jr., 1967: Technique for detecting lead particles in air. *Nature 213*, 58–59.
Moyers, J. L., W. H. Zoller and *R. A. Duce*, 1971: Gaseous iodine measurements and their relationship to particulate lead in a polluted atmosphere. *J. Atmos. Sci. 28*, 95–98.
Moyers, J. L. and *R. A. Duce*, 1972: Gaseous and particulate iodine in the marine atmosphere. *J. Geophys. Res. 77*, 5229–5238.
Moyers, J. L., W. H. Zoller, R. A. Duce and *G. L. Hoffman*, 1972: Gaseous bromine and particulate lead, vanadium and bromine in a polluted atmosphere. *Environ. Sci. Technol. 6*, 68–71.
O'Regan, B., 1978: *Atmospheric Lead – A laboratory study of the related chemistry.* Unpublished internal report, Department of Physics, University College Galway, Ireland.
Parungo, F. P. and *J. O. Rhea*, 1970: Lead measurement in urban air as it relates to weather modification. *J. Appl. Meteor. 9*, 468–475.
Pierrard, J. M., 1969: Photochemical decomposition of lead halides from automobile exhaust. *Environ. Sci. Technol. 3*, 48–51.
Reischel, M. T., 1975: Ice nuclei from reactions involving lead, ammonia and iodine. *Atmospheric Environment 9*, 955–958.
Schaefer, V. J., 1966: Ice nuclei from automobile exhaust and iodine vapor. *Science 154*, 1555–1557.
Schaefer, V. J., 1968: Ice nuclei from auto exhaust and organic vapors. *J. Appl. Meteor. 7*, 148–149.
Ter Haar, G. L. and *M. A. Bayard*, 1971: Composition of airborne lead particles. *Nature 232*, 553–554.
Winchester, J. W. and *R. A. Duce*, 1966: Coherence of iodine and bromine in the atmosphere of Hawaii, northern Alaska, and Massachusetts. *Tellus 14*, 1–18.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Nucleation inhibition of Ice Nuclei Active bacteria

G. CAPLE, G. LAYTON and G. SCALLY,* *Departments of Chemistry and Physics, Northern Arizona University, P.O.B. 5698 Flagstaff, Arizona 86011, U.S.A.*

Jégmag-aktív baktériumok nukleáló hatásának csökkentése Az elmúlt tíz évben számos kutató kimutatta, hogy bizonyos baktériumok viszonylag magas hőmérsékleteken (−2 és −5 °C között) megindíthatják a jégképződést. Ezek az ún. jégmag-aktív baktériumok fontos szerepet játszanak mind a növények fagykárainak kialakításában, mind a légköri jégképződésben. Olyan javaslatok is elhangzottak, hogy ilyen baktériumok időjárás-módosítási kísérletekben is felhasználhatók. Mindez azt bizonyítja, hogy a baktériumok jégnukleációs hatásának tanulmányozása igen fontos kérdés. A kísérletek azt is kimutatták, hogy a fagykároknak kitett növényekben vannak olyan természetes biogén anyagok, amelyek gátolják a jégképződést, beleértve az ezüst-jodid szolok aktivitását is. A szerzők kísérletei szerint ezek a természetes biogén inhibitorok kölcsönhatásba lépnek a *Pseudomonas syringae* és *Herbicola erwina* baktériumok jégképző helyeivel. Az inhibitorok hatékonysága eltűnik a baktérium kultúra növekedésével és a baktériumok ilyenkor visszanyerik jégképző hatékonyságukat. Ez arra mutat, hogy a baktériumok megemésztik a biogén inhibitorokat. Az is kiderült, hogy ezek a természetes fagyás-gátlók oldatokban vannak és fehérjék vagy fehérjeszerű anyagok. Adott inhibitor mind szervetlen, mind szerves részecskék esetén gátolja a fagyást, s ez a körülmény valószínűvé teszi, hogy mindkét esetben hasonló kölcsönhatás lép fel.

*

Nucleation inhibition of Ice Nuclei Active bacteria. Over the past decade several workers have shown that certain bacteria can induce ice nucleation at warm temperatures (−2 to −5°C). These Ice Nuclei Active (INA) bacteria have been shown to be responsible for freeze damage to food crops and may possibly play a significant role in atmospheric ice nucleation. Others have suggested the possibility of using these INA bacteria as weather modification agents; thus there are several reasons to understand the mode of action of bacterially-induced ice nucleation. Experiments have shown that there are natural biogenetic materials, found in many plants subject to freezing stress, which can inhibit ice nucleation, including a significant deactivation of silver iodide sols. We have been able to demonstrate that these naturally occurring biogenetic inhibitors will interfere with the ice nucleation sites produced by the INA bacteria *Pseudomonas syringae* and *Herbicola erwina*. The activity of these inhibitors rapidly dissipates in a growing bacterial culture, and the bacteria recover their ice nucleation abilities, suggesting that the bacteria metabolize the biogenetic inhibitor. Studies indicate that these biogenetic inhibitors are in solution and are denaturable proteins or protein-like compounds. A given inhibitor will inhibit both inorganic and organic ice nucleation sites, suggesting common interactions in both types of ice nucleation.

*

Since *Schnell* and *Vali* (1972, 1973) reported that at least a portion of atmospheric freezing nuclei was of biological origin, there has been an active interest in this area. The fact that bacteria were involved in ice nucleation

* The authors wish to acknowledge support from the Petroleum Research Fund and the NAU Organized Research Committee

processes has been shown by *Maki* et al. (1972); *Maki* and *Garvey* (1975); *Schnell* (1976); *Vali* et al. (1976) and *Maki* and *Willoughby*, (1978). These bacteria have been shown to be Ice Nuclei Active (INA) at temperatures as warm as −1 °C. *Maki* et al. (1974) identified INA bacteria as *Pseudomonas syringae*, a plant pathogen. *Lindow* et al. (1978) showed that frost injury in plants was caused by ice nucleation events initiated by two bacteria, *Pseudomonas syringae* and *Herbicola erwina*.

Levin et al. (1980) suggested that ice nucleating bacteria may have a potential use in weather modification. *Sands* et al. (1981) and *Jayaweera* and *Flanagan* (1981) in elegantly devised experiments were able to show that *Pseudomonas syringae* bacteria were found in the atmosphere and in rain drops. INA bacteria have a direct influence on frost damage in agricultural crops and may play a role in atmospheric processes.

Layton and *Caple* (1980) and *Layton* et al. (1980) have shown that certain biogenic materials can act as nucleation inhibitors on different INA sites. This inhibition was a non-colligative property, and most likely involved inhibition by absorption on the INA site. The current study reported here deals with our experiments using these biogenic inhibitors and the INA bacteria *Pseudomonas syringae* and *Herbicola erwina*. The INA sites on *Pseudomonas syringae* and *Herbicola erwina* are the most active ice nuclei sites known. Elucidation of the structure of these sites and the mechanism by which they cause ice nucleation should deepen our understanding of the physical process of initiating freezing in water.

Procedures and results[1]

Inhibition. The INA bacteria were grown in sterile solutions of Koser citrate (5.7 g/L) as described by *Maki* et al. (1974). The biogenic inhibitors were extracted from the seed materials of *Prunus persica* (peach) by crushing 2 g of seed material and extracting this with the sterile Koser citrate medium; after filtration the resulting solution was used. All dilutions of the active bacteria solutions were done with sterile Koser citrate medium, and all solutions used in the freezing tests were prepared such that the only difference was the biogenic material. Bacterial counts were effected using plating techniques. All freezing tests were performed using the drop freezing method as described by *Vali* (1971).

The results of our study on *Pseudomonas syringae* are shown in *Fig. 1.* These results were obtained with bacterial counts of 10^9 cells/ml and about 10^8 cells/ml after a 1 : 5 and a 1 : 30 dilution, followed by a 1 : 2 dilution with the biogenic inhibitor. The results shown are from freezing experiments performed about 20 min after mixing the biogenic material and the bacteria. Later freezing tests showed that the inhibitory effect was lost upon standing with only 10% of inhibition left in one hour.

The results of our study on *Herbicola erwina* were similar to the *Pseudomonas syringae* experiments with the following differences. The active bacterial culture had to be diluted 1 : 2,000, i.e. the cell count brought down to 10^6 cells/ml prior to the observation of any inhibition. Like with *P. syringae*, we observed less inhibition of the warm temperature sites (−4 °C to −5.5 °C)

[1] We wish to thank *R. C. Schnell* for cultures of the bacteria

than the colder sites (−6°C to −9°C). Also the inhibitor was slightly more efficient (−0.5°C) if the bacteria and biogenic inhibitor were precooled prior to mixing.

Nature of the inhibitor. A distilled water sample with a T_{50} of −8°C was treated with a distilled water extract of *Prunus persica*. (Temperature at which at least 50% of the drops have at least one active nucleus at that temperature or above.) The new T_{50} was now −10°C. This inhibited distilled water sample was heated to 80°C for 5 minutes. A white gelatinous precipitate formed, this was removed by millipore filtration (3.0 μm), dried and weighed. About 30 mg

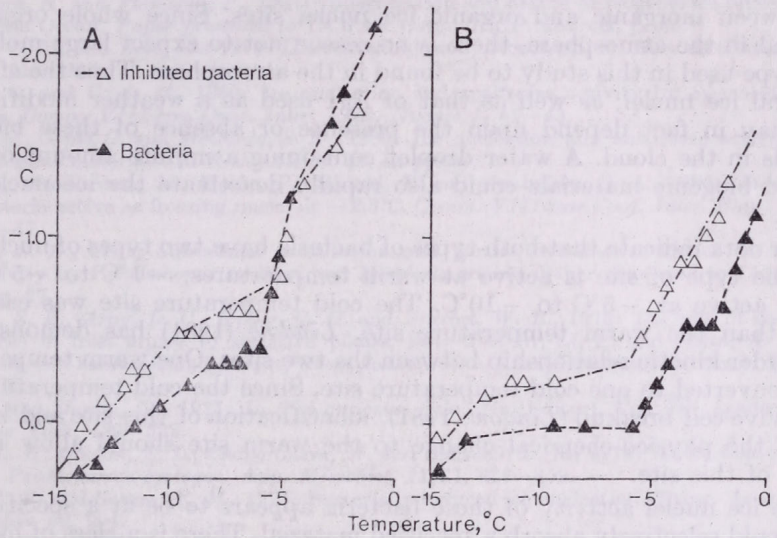


Fig. 1: The inhibition of the bacterial ice nucleation caused by *Pseudomonas syringae* using biogenic inhibitors. Graph A shows the inhibition of a cold temperature (below −5°C) site. Graph B shows the inhibition of two sites, a cold site and a warm (−1°C to −5°C) site at a reduced cell concentration. *C* is the cumulative concentration of ice nuclei active (INA) sites per cm³ at that temperature

of bioorganic material per ml solution was recovered. The freezing spectrum of the supernatant liquid was determined to have a T_{50} of −8°C. A distilled water sample (blank) of T_{50} −8°C was treated in the same manner with no biogenic material added. The T_{50} of this blank remained at −8°C. The biogenic material can be reversibly removed from an active nuclei site, and the site recovers its previous nucleation spectrum. This experiment places the biogenic inhibitor in a class of water-soluble denaturable proteins or glycoproteins. No attempts were made to differentiate between these denaturable proteins.

A growing culture of *Pseudomonas syringae* with a cell count of 10^8 cells per ml and a T_{50} of −12°C was diluted with three volumes of a galactose solution of 3 g/liter (0.0166 M) until the final galactose concentration was 0.0041 M (3 ml galactose and 1 ml bacterial culture). A blank was prepared by diluting 1 ml of the bacterial culture with 3 ml Koser citrate. The solutions were not aereated. Freezing tests on both samples were determined at various time intervals for three hours. During this time T_{50} for the galactose experiment changed to −5°C, for the blank T_{50} changed only to −11.5°C. The

addition of galactose increased the number of warm temperature events dramatically. In a similar test performed with cell counts of 10^{11} cells/ml, T_{50} of -3°C, the number of warm temperature events increased upon a similar galactose experiment, but little net effect was observed on T_{50}.

Discussion

The most obvious result of these experiments was that the biogenic inhibitor could in fact influence the ice nuclei active site on INA bacteria as well as on silver iodide (*Layton* and *Caple*, 1980), indicating certain similarities between inorganic and organic ice nuclei sites. Since whole organisms are found in the atmosphere, there is no reason not to expect large molecules of the type used in this study to be found in the atmosphere. Thus the efficacy of natural ice nuclei, as well as that of AgI used as a weather modification agent may in fact depend upon the presence or absence of these biogenic materials in the cloud. A water droplet containing a minute amount of such dissolved biogenic materials could also rapidly deactivate the ice nucleating particle.

Our data indicate that both types of bacteria have two types of nucleating sites. One type of site is active at warm temperatures, -1°C to -5°C, the other is active at -5°C to -10°C. The cold temperature site was easier to inhibit than the warm temperature site. *Lindow* (1981) has demonstrated a first-order kinetic relationship between the two sites. One warm temperature site is converted to one cold temperature site. Since the cold temperature site will survive cell breakup (*Lindow*, 1981), identification of this site and knowledge of the physico-chemical change to the warm site should allow identification of this site.

The ice nuclei activity of these bacteria appears to be at a specific site, which could selectively absorb a specified material. There is a class of biogenic materials which *Gold* and *Balding* (1975) called receptor-specific proteins, or in some cases lectins, which react with specific sites on cell surfaces. These materials cause specific reactions, most commonly agglutination of cells or clumping. However, other reactions of these materials have also been shown (*Kosloff* and *Lute*, 1979). In some cases the specific effect of these receptor-specific proteins can be reserved (the complex disassociated) by adding an excess of the sugar found in glycoproteins in the binding site (*Lis* and *Sharon*, 1977). Since galactose is one of the sugars commonly involved in cell receptor sites, the change in the ice nucleation activity caused by galactose indicates that galactose may be involved in the specific ice nuclei active site. Although *Pseudomonas syringae* has not been studied in relation to producing receptor-specific proteins, *Gilboa-Garber* (1972a, b) isolated a receptor-specific protein from *Pseudomonas aerugmosa*.

These preliminary results suggest the possibility that the INA bacteria could produce a receptor-specific protein which effectively caps the active sites, at least temporarily. However, other explanations are possible, such as direct metabolic incorporation of galactose into the active site. Receptor-specific proteins can be isolated, structurally identified and such identifications have been used to investigate receptor sites (*Gold* and *Balding*, 1975). These proteins are a sensitive analytical tool for investigating cell surfaces. *Schnell* and *Kosloff* (1981) have also shown a specific receptor protein that binds to

the active bacteria and inhibits the ice nucleation site. These biogenic receptor-specific materials may be the key to unlocking the secrets of the most active ice nuclei site known to science.

REFERENCES

Gilboa-Garber, N., 1972a: Inhibition of broad spectrum hemagglutin from *Pseudomonas aeruginosa* by *D*-galactose and its derivatives. *FEBS Letters 20*, 242.

Gilboa-Garber, N., 1972b: Purification and properties of hemagglutinin from *Pseudomonas aeruginosa* and its reaction with human blood cells. *Biochem. Biophys. 273*, 165.

Gold, E. R. and *Balding, P.*, 1975: *Receptor-specific proteins, plant and animal lectins.* Excerpta Medica, Amsterdam.

Jayaweera, K. and *Flanagan, P.*, 1981: Concentration and nature of biogenic ice nuclei over the Arctic Ocean. *Paper presented to IAMAP Conf., ICCP Abstract*, p. 35.

Kosloff, L. M. and *Lute, M.*, 1979: Lecitin stimulation of bacterio tail fiber attachment. *Virol. 97*, 218–220.

Layton, G. and *Caple, G.*, 1980: Ice nucleation and antifreeze activity by *Simonsida chenisis* link. *Comm. VIII-ème Conf. Inter. Phys. Nuages 1*, 41–43.

Layton, G., Caple, G. and *McCurdy, S. N.*, 1980: Ice nucleation and antifreeze activity due to biological materials. *J. Rech. Atmos. 16*, in press.

Levin, S., Sandlerman, N., Moshe, P., Bertold, T. and *Yankofsky, S. A.*, 1980: *Citrus* derived bacteria active as freezing nuclei at −2.5°C. *Comm. VIII-ème Conf. Inter. Phys. Nuages 1*, 45–47.

Lindow, S. E., 1981: Subcellular localization and partial characterization of ice nucleation activity by *Pseudomonas syringae* and *Herbicola erwina*. Paper presented to IAMAP Conf. Aug. 27.

Lindow, S. E., Arny, D. C., Upper, C. D. and *Barchet, W. R.*, 1978: The role of bacterial ice nuclei in frost injury to sensitive plants, 244–263. In: *Li, P.* and *Sakai, A.* (Editors), *Plant cold-hardiness and freezing stress mechanism and crop implications.* Acad. Press Inc., N. Y.

Lis, H. and *Sharon, N.*, 1977: In *The antigens, Sela, M.* (Editor), Vol. IV, Academic Press, New York, 429–529.

Maki, L. R., Galyan, E. L., Chang-Chein, M. and *Caldwell, D. R.*, 1974: Ice nucleation induced by *Pseudomonas syringae. App. Microbiol. 28(3)*, 456–459.

Maki, L. R. and *Garvey, F. M.*, 1975: Bacterially induced ice nucleation. *Trans. Amer. Geophys. Union, 56*, 994.

Maki, L. R. and *Willoughby, K. J.*, 1978: Bacteria as biogenic sources of freezing nuclei. *J. App. Meteor. 17*, 1049–1053.

Sands, D. C., Laughans, V. W., Scharen, A. L. and *DeSmet, G.*, 1981: The interaction between bacteria and rain and possible meteorological implications. *Paper presented to IAMAP Conf.*, ICCP. *Abstracts, 32.*

Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1972: Atmospheric ice nuclei from decomposing vegetation. *Nature 236*, 163–165.

Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1973: World-wide source of leaf derived freezing nuclei. *Nature 246*, 212–213.

Schnell, R. C., 1976: Bacteria acting as natural ice nucleants at temperatures approaching −1°C. *Bull. Amer. Meteor. Soc. 57*, 1356–1357.

Schnell, R. C. and *Kosloff, L. M.*, 1981: Private communication.

Vali, G., 1971: Quantitative evaluation of experimental results on heterogeneous freezing nucleation of supercooled liquids. *J. Atmos. Sci. 28*, 402–409.

Vali, G., Cristensen, M., Fresh, R. W., Galynn, E. E., Muki, L. R. and *Schnell, R. C.*, 1976: Biogenic ice nuclei: Part II. Bacterial Sources. *J. Atmos. Sci. 33*, 1565–1570.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2—4. szám, 1982. március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2—4. March—August 1982, Budapest

Heterogeneous nucleation of water vapour on ultrafine monodispersed Ag- and NaCl-particles

J. PORSTENDÖRFER and H. G. SCHEIBEL, *Isotopenlaboratorium der Georg-August-Universität, Burckhardtweg 2, D—3400 Göttingen, F. R. G.*

F. G. POHL, O. PREINING, G. REISCHL and P. E. WAGNER, *Institut für Experimentalphysik der Universität Wien, Strudlhofgasse 4, A—1090 Wien, Austria*

A vízgőz heterogén nukleációja ultrafinom monodiszperz ezüst- és nátrium-klorid részecskéken. A szerzők a vízgőz Ag- és NaCl-részecskéken végbemenő heterogén nukleációját tanulmányozták nagyság-analizáló számláló segítségével. A részecskék nagysága 6, 8, 12 és 18 nm volt. A mérések szerint a heterogén nukleációhoz szükséges telítési arány a részecskenagyság és az arány függvénye. A tanulmány végén a szerzők eredményeiket a makroszkópikus heterogén nukleáció elméletével vetik össze.

*

Heterogeneous nucleation of water vapour on ultrafine monodispersed Ag- and NaCl-particles. The heterogeneous nucleation of water vapour on monodispersed Ag- and NaCl-aerosols was measured by means of a size-analyzing nuclei counter with particle sizes of 6, 8, 12 and 18 nm. The measured saturation ratios necessary for heterogeneous nucleation depend on the particle size and the material. The results were compared with the macroscopic theory of heterogeneous nucleation.

*

During a workshop, performed at the University of Vienna, November 1980, we investigated the heterogeneous nucleation of water vapour on aerosol particles with diameters ranging from 6 to 18 nm. *Fig. 1* is a diagram of the experimental arrangement. The aerosol generation equipment (*Scheibel* and *Porstendörfer*, in preparation) consists of a condensation aerosol generator in connection with an electrostatic aerosol classifier (EAC) (*Knutson*, 1975). Ag-wool and NaCl-salt were vaporized in a tube of inner diameter of 12 mm heated by a constant-temperature tube furnace with a nitrogen carrier gas flowrate of 2 l/min. Homogeneous nucleation and condensation of the Ag- and NaCl-vapor within a linear decreasing temperature gradient behind the furnace generates highly dispersed aerosols. The condensation aerosols have concentrations of more than 10^7 particles/cm^3 and a polydisperse size distribution with a geometric standard deviation σ_g of about 1.5. For the generation of Ag-particles Ag-wool was vaporized at 1,110 °C, for NaCl-particles the furnace temperature was 695 °C. The generated condensation aerosol was subsequently brought into charge equilibrium in a Kr-85 bipolar ion source (neutralizer). A monodisperse unipolar singly charged aerosol fraction was then obtained by means of an electrostatic aerosol classifier (EAC). The number concentrations were measured by means of an aerosol filter electrometer (AE).

The size of the monodisperse Ag- and NaCl-aerosol was checked in previous experiments by means of transmission electron microscopy (TEM) and diffusion batteries, and agreement of calculated size and experiment was

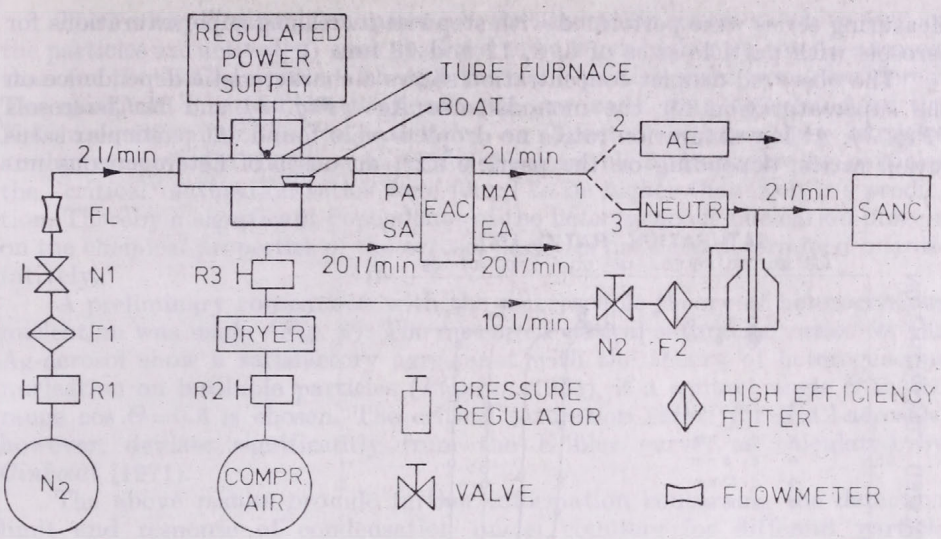


Fig. 1: Experimental arrangement

found. The size distributions of the classified Ag-aerosols, obtained by means of TEM, confirm that the aerosol is monodisperse with a geometrical standard deviation of $\sigma_g \approx 1.1$.

After passing through a second Kr-85 neutralizer (NEUTR., Fig. 1), the monodisperse aerosol entered the process-controlled size-analyzing nuclei counter SANC (*Preining* et al., 1981). In a humidifier the aerosol was vapour-saturated close to 100% relative humidity and supersaturation was then obtained in an expansion cloud chamber with an expansion time of about 5 – 7 ms. Saturation ratios between 102 and 350% were chosen with a reproducibility better than 0.1% in the range below 110%. The growing droplets in the expansion chamber were illuminated by a laser beam and the scattered intensity was monitored under particular forward scattering angles. By comparison with Mie-theory the droplet concentration was determined quantitatively.

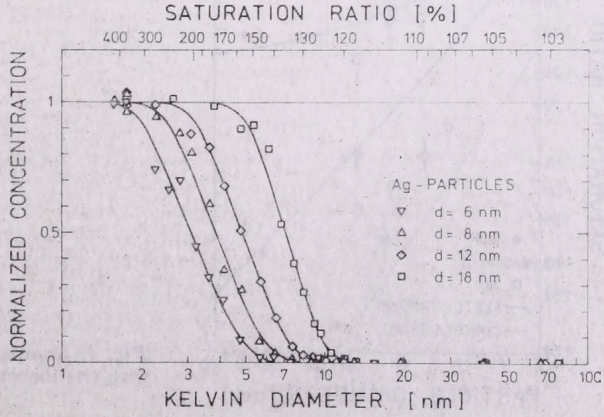


Fig. 2: Droplet concentration of increasing saturation ratios, Ag-aerosol

Measuring series were performed with stepwise increasing supersaturations for aerosols with particle sizes of 6, 8, 12 and 18 nm.

The observed droplet concentration shows a characteristic dependence on the supersaturation for the monodisperse Ag- *(Fig. 2)* and NaCl-aerosols *(Fig. 3)*. At low saturation ratios no droplets were found. At particular saturation ratios, depending on the particle size, an onset of heterogeneous nu-

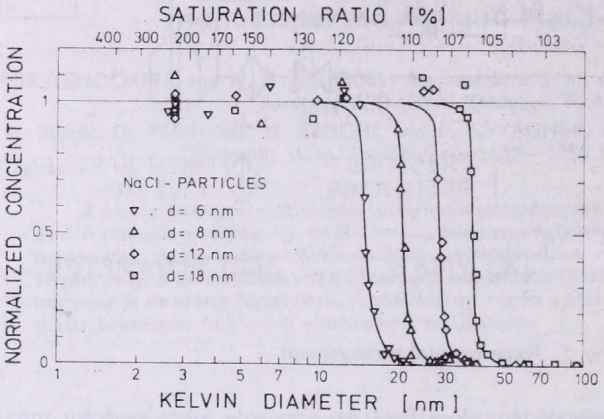


Fig. 3: Droplet concentration for increasing saturation ratios, NaCl-aerosol

cleation was observed. With further increasing saturation ratio the droplet concentration increases until a maximum is reached when all particles are activated as condensation nuclei and become droplets. The onset of heterogeneous nucleation was found to be much steeper for the NaCl-particles than for the Ag-particles.

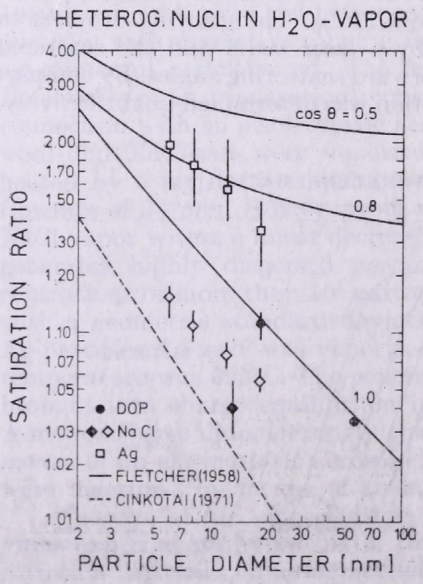


Fig. 4: Comparison of the experimental results with the macroscopic heterogeneous nucleation theory

The "critical" saturation ratios (i.e. the saturation ratios, at which 50% of the particles are activated) were observed to be much higher for the Ag-aerosols than for the NaCl-aerosols, although the same particle sizes were considered. The measured "critical" saturation ratios are lower than calculated by the Kelvin equation for the NaCl-particles, as expected, because these particles are hygroscopic. On the other hand, for the insoluble hydrophobic Ag-particles the "critical" saturation ratios were found to be higher than Kelvin's prediction. Thereby a significant dependence of the heterogeneous nucleation process on the chemical properties of the aerosol particles has been determined quantitatively.

A preliminary comparison with the macroscopic theory of heterogeneous nucleation was made *(Fig. 4)*. The measured critical saturation ratios for the Ag-aerosol show a satisfactory agreement with the theory of heterogeneous nucleation on insoluble particles (*Fletcher*, 1958), if a contact angle Θ in the range $\cos \Theta = 0.8$ is chosen. The critical saturation ratios for NaCl-aerosols, however, deviate significantly from the Köhler curve, as calculated by *Cinkotai* (1971).

The above results provide further information concerning the detection limit and response of condensation nuclei counters for different particle materials.

REFERENCES

Cinkotai, F. F., 1971: The behaviour of sodium chloride particles in moist air. *J. Aerosol Sci. 2*, 325.

Fletcher, N. H., 1958: Size effect in heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys. 29*, 572.

Knutson, E. O., 1975: Aerosol classification by electric mobility: apparatus, theory and applications. *J. Aerosol Sci. 6*, 443.

Scheibel, H. G. and *Porstendörfer, J.*, 1982: Generation of monodisperse hydrophobic Ag- and hydrophilic NaCl-aerosol in the size range between 2 nm to 300 nm. *J. Aerosol Sci.* submitted for publication.

Preining, O., Wagner, P. E., Pohl, F. G. and *Szymanski, W.*, 1981: Heterogeneous nucleation and droplet growth; In: Aerosol research at the Institute for Experimental Physics of the University of Vienna. *O. Preining*, Ed. Vienna, Austria.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

The association between bacteria and rain and possible resultant meteorological implications

D. C. SANDS, V. E. LANGHANS, A. L. SCHAREN* and G. de SMET, *Plant Pathology Department, Montana State University Bozeman, Montana 59717 U.S.A.*

A baktériumok és a csapadék közötti kapcsolat és a lehetséges meteorológiai következmények. *Pseudomonas syringae* csoportba tartozó jégmagvasító baktériumokat izoláltunk záporesők cseppjeiből, amelyeket 180 és 2500 m közötti magasságban gabonaföldek fölött gyűjtöttünk. Ezek a jégképző baktériumok valószínűleg növényi környezetben élnek mint kórokozók vagy epifiták, mivel fluoreszcens, hiperérzékenységet kiváltó pszeudomonádokat más környezetben eddig nem találtak. Száraz évek száraz napjain és nedves évek telén végzett mérések nem mutattak ki ilyen jégképző baktériumokat. Kvantitatív eredmények eléréséhez nyilvánvalóan több éven át végzett, számos mérésre lenne szükség. Hipotézisünk szerint ezek a kórokozók vagy epifiták a csapadék-indukcióhoz vezető ciklus egy részét alkotják, amelyet a vegetáció feldúsulása követ, ez viszont megnövekedett jégképző baktérium produkcióhoz vezet. A mikróbák által előidézett csapadék a bio-precipitációs ciklus fontos összetevője. Ez a ciklikus jelenség megnövekedett vegetációt és biomassza-produktivitást eredményezhet adott földrajzi területen, vagy csökkent termékenységet és elsivatagosodást.

⁂

The association between bacteria and rain and possible resultant meteorological implications. Ice-nucleating bacteria, of the *Pseudomonas syringae* group, were isolated from raindrops in rainstorms at elevations from 180 to 2500 meters above cropland. These ice-nucleating bacteria were probably from plant habitats as pathogens or epiphytes, because oxidase negative, fluorescent, hypersensitivity-inducing pseudomonads have not been found in other environments. Overflights in dry years on dry days and all flights during the winter in wet years failed to produce these ice-nucleating bacteria. Clearly, more overflights are needed, over several years, to quantitate these findings. Our hypothesis is that these pathogens or epiphytes are a component of a cycle involving rainfall induction, followed by enhancement of vegetation, leading to increased production of ice-nucleating bacteria. Microbial-induced precipitation is an important component of proposed bio-precipitation cycles. Such cyclic phenomena may result in increased vegetation and biomass productivity of a geographical area or decreased productivity and desertification.

⁂

Introduction. Plant parasitic and epiphytic bacteria in the genera *Pseudomonas* and *Erwina* are capable of nucleating ice formations in supercooled water (*Arny* et al., 1976). Frost injury, initiated by these bacteria, is a problem in temperate agriculture. Data presented here indicate that some of these ice-nucleating bacteria are assimilated into rainstorms and these may be carried long distances. In this paper we present microbiological evidence that supports the existence of a "bio-precipitation" cycle. With this as a mechanism, we speculate as to the influence of activities such as plant disease control, land clearing, and agricultural practices upon the cycle.

* USDA, ARS

Experimental procedures and results

In 1978, in north-eastern Montana, a 360 hectare non-irrigated field test of a chemical seed treatment to control bacterial leaf blight on spring wheat caused by the bacterium *Pseudomonas syringae*, failed when the entire field exhibited symptoms of the disease even though a laboratory assay *(Table I)* had confirmed the effectiveness of the seed treatment. Uniform symptom development in the field indicated that the bacteria had probably been distributed simultaneously throughout the field and had not emanated from a point source over a period of time. Additionally, *P. syringae* could not be isolated from the soil at the time of planting in the spring or from the previous year's wheat crop stubble (Table I). Dry land conditions eliminated irrigation water as an inoculum source.

TABLE I

Soil and plant material samples containing P. syringae *that were taken after the* 1977 *harvest of a Montana spring wheat field*

Date	# Samples	# Samples with *P. syringae**
October, 1977	10 (straw, post harvest)	5 (>1000/gm sample)
April, 1978	10 (straw)	0 (<1000/gm sample)
April, 1978	5 (soil)	0 (<100/gm soil)
May, 1978	1 (seed sample treated)	0 (none on 200 seeds)
June, 1978	10 (seedling samples)	10 (>1000/gm sample)

* BCBRVB Selective Medium and Negative Oxidase Test *(Sands* et al., 1980).

Having eliminated these alternative pathogen sources, samples were taken of the atmosphere at ground level, and at approximately 180 m intervals to 2,500 m above this general area and above similar fields in the Gallatin Valley to determine, if the pathogen was being introduced by wind or rain. Sampling was accomplished using petri plates of the highly selective BCBRVB medium for fluorescent pseudomonads (*Sands* et al., 1980). Plates were exposed to the atmosphere for 10 s in dry air, or until nearly confluent, when exposed during rain. Sampling was done both on the ground and from an airplane at cca 270 km/h airspeed. The exposed plates were incubated at 27 °C for 48 h and the fluorescent pseudomonad colonies were identified using long-wave ultraviolet light (UV). The fluorescent colonies were transferred to petri plates of medium *B* (*King* et al., 1954), to which had been added 100 ppm cycloheximide (Sigma Chemical Co., St. Louis, MO). The fluorescent pseudomonads thus obtained were tested for the presence of oxidase and for hypersensitivity on tobacco (*Sands* et al., 1980).

The test results *(Table II)* show that all the isolates of *P. syringae* obtained from rain clouds in 1978 were oxidase negative, elicited a hypersensitive reaction on tobacco (*Klement*, 1967), and produced toxins on potato dextrose agar that were inhibitory to the growth of *Rhizobium* sp. and *Rhodotorula* sp., thus indicating that they were plant pathogenic or epiphytic members of the *Pseudomonas syringae* group (*Sands* et al., 1970 and 1980). Similar results were obtained during other flights conducted during the same year.

These examples of *P. syringae* were found in the air, rain, and hail samples taken at altitudes ranging from ground level (1,400 m above MSL) to 2,500 m

above ground level. Exceptions were an oxidase positive fluorescent pseudomonad collected inside the cabin of the airplane and a similar isolate collected at ground level at the airport. Also, all but one of the oxidase negative bacteria were able to induce ice nucleation at −4 °C when added to water at a final dilution of 10^6 cells/ml. No fluorescent bacteria were obtained when samples were taken during the winter months of 1978. In 1979 and 1980 the summer months were characterized by a lack of the normal large west to east flowing

TABLE II

Laboratory results of rain and ice samples taken October 6, 1978, *over the Gallatin Valley in Montana*[1]

Sample *N*	AGL Altitude (m)[2]	Condition	Fluorescence	Oxidase test	INA (−4°C)
1	180 m	Rain	+	−	+
2	700 m	Rain	+	+	+
3	700 m	Rain	+	−	+
4	1800 m	Ice	+	−	+
5	2500 m	Ice	+	-	+

[1] In this flight, 10 bacteria were found in cca 80 ml of rain and/or ice
[2] Most specimens taken at the 180 m sampling intervals contained no *P. syringae*

frontal systems. Very infrequent summer rain was from small localized showers. No plant pathogenic fluorescent pseudomonads were obtained during this period with the exception of one isolate in 1980. Only a few non-pathogenic, fluorescent pseudomonads were isolated in these two years.

Previous reports have not documented the occurrence of plant pathogenic bacteria in the atmosphere, except within the canopy of infected field crops or orchard trees (*Walker* and *Patel*, 1964). The presence of microbes in the atmosphere was studied as early as 1878 (*Gregory*, 1961), but most research has concentrated on fungal spores and their long distance dissemination by wind (*Hirst* and *Hurst*, 1967), (*Asai*, 1960). In recent years, aerobiologists have also given much attention to the presence of ice-nucleation active (INA) bacteria in the atmosphere (*Schnell* and *Vali*, 1976), (*Vali* et al., 1976), (*Carney* et al., 1975). INA bacteria have also been found on living and dead plant material (*Schnell* and *Vali*, 1972 and 1973), (*Maki* et al., 1974), (*Lindow* et al., 1978) and are believed to be responsible for initiating frost damage on many crops (*Macellos* and *Single* 1976), (*Arny* et al., 1976). *P. syringae*, a plant pathogen with a wide host range, may also exist as an epiphyte on non-host plants (*Crosse*, 1966 and 1969), (*Dowler* and *Weaver*, 1975) and can survive on plant refuse (*Latorre* and *Jones*, 1979), thus providing an inoculum reservoir even in the absence of host crops. We have found *P. syringae* on fungal spores of rusts and smuts of wheat and barley.

The presence of INA plant pathogenic bacteria in rainstorms leads to the speculation that an inter-relationship may exist between INA plant pathogenic bacteria and the weather. A one-way relationship almost certainly exists wherein the bacterium is dependent on rainstorms for both plant-to-plant and field-to-field spread. But does the reciprocal relationship also exist? Are rainstorms influenced by the presence or absence of INA bacteria? Prerequisites for this are: (1) a mechanism must exist by which bacteria can be readily taken up into the atmosphere; (2) the bacteria must be ice nucleators and

present in sufficient number to be effective; and (3) conditions must sometimes exist such that ice nucleation is the limiting factor for rainfall initiation.

The upward movement of bacteria into the atmosphere was demonstrated by *Schnell* and *Vali* (1976) who found that plant litter releases INA bacteria into the atmosphere as does water splash (*Walker* and *Patel*, 1964). Once free of plant surface, the bacteria might be easily carried to high altitudes by the updrafts which usually occur during rainstorm formation. Bacteria may also be carried into the atmosphere on the surface of fungal spores (*Sands* and *Scharen*, 1978).

Not as well documented, but still probable, is the ability of INA bacteria to induce rain. Some strains of *P. syringae* can induce ice nucleation at temperatures as high as -1 °C to -4 °C (*Maki* and *Willoughby*, 1978). Ice formation in the absence of nucleating agents normally requires temperatures as low as -40 °C. Thus, INA bacteria could induce water vapor to nucleate, forming ice crystals and rain. This has been demonstrated in cloud chamber experiments (*Maki* and *Willoughby*, 1978). The association of bacteria with fog (*Carney* et al., 1975) and rain and hail give circumstantial evidence that bacteria can induce rain.

The implications of a two-way relationship between rain and bacteria are far-reaching. It is possible that the reduction of bacterial populations on cultivated crops could actually affect the climate. Therefore we may ask, is it possible that the desertification occurring in eastern Africa (the Sahel) may be due in part to the destruction of sources of INA bacteria by overgrazing with a subsequent decrease in rainfall, thus initiating a cycle which allows neither the vegetation nor the climate to return to normal?

REFERENCES

Arny, D. C., Lindow, S. E. and *Upper, D. C.*, 1976: Frost sensitivity of *Zea mays* increased by application of *Pseudomonas syringae*. *Nature (London) 262*, 282–284.

Asai, G. N., 1960: Intra- and interregional movement of urediospores of black stem rust in the upper Mississippi Valley. *Phytopathology 50*, 535–546.

Carney, J. F., Schnell, R. C. and *Carty, C. E.*, 1975: Active ice nuclei associated with viable bacteria in Nova Scotia marine fogs. *Trans. Amer. Geophys. Union 56*, 994.

Crosse, J. E., 1966: Epidemiological relations of the pseudomonad pathogens of deciduous fruit trees. *Ann. Rev. Phytopathol. 4*, 291–310.

Crosse, J. E., 1969: Inhibition of leaf scar infection of cherry by a saprophytic bacterium from leaf surfaces. *Ann. Appl. Biol. 56*, 149–160.

Dowler, W. M. and *Weaver, D. J.*, 1975: Isolation and characterization of fluorescent pseudomonads from apparently healthy peach trees. *Phytopathol. 65*, 223–236.

Gregory, P. H., 1961: *The microbiology of the atmosphere*. Leonard Hill, London.

Hirst, J. M. and *Hurst, G. W.*, 1967: Long distance spore transport. In: *Gregory* and *Monteith* (ed.), Airborne microbes, *Soc. Gen. Microbiol. Symp. 17*, 307–344.

King, E. O., Ward, M. K. and *Raney, D. E.*, 1954: Two simple media for the demonstration of pycocyanin and fluorescein. *J. Lab. Clin. Med. 44*, 301–307.

Klement, A., 1967: Rapid detection of the pathogenicity of some phytobacteria by the hypersensitive reaction in plants. pp. 61–62 In: *R. N. Goodman* (ed.) *Proc. 1st Workshop in Phytobacteriology*, University of Missouri, Columbia.

Latorre, B. A. and *Jones, A. L.*, 1979: Evaluation of weeds and plant refuse as potential sources of inoculum of *Pseudomonas syringae* in bacterial canker of cherry. *Phytopathol. 69*, 1122–1125.

Lindow, S. E., Arny, D. C. and *Upper, C. D.*, 1978: Distribution of ice nucleation-active bacteria on plants in nature. *Appl. Env. Mircobiol. 36*, 831–838.

Macellos, H. and *Single, W. V.*, 1976: Ice nucleation on wheat. *Agric. Meterol. 16*, 125–129.

Maki, L. R., Galyan, E. L., Chang-Chien, M. and *Caldwell, D. R.*, 1974: Ice nucleation induced by *Pseudomonas syringae*. *Appl. Microbiol. 28*, 456–459.

Maki, L. R. and *Willoughby, K. J.*, 1978: Bacteria as biogenic sources of freezing nuclei. *J. Appl. Meterol. 17*, 1049–1053.
Sands, D. C., Schroth, M. N. and *Hildebrand, D. C.*, 1970: Taxonomy of phytopathogenic pseudomonads. *J. Bacteriol. 27*, 132–134.
Sands, D. C. and *Scharen, A. L.*, 1978: A selective medium for the *Pseudomonas syringae* group of plant pathogens. *Phytopathology News 12*, 137 (abstract).
Sands, D. C., Schroth, M. N. and *Hildebrand, D. C.*, 1980: Pseudomonas. In: *Laboratory guide for identification of plant pathogenic bacteria*, University of Georgia, 1980, 36–44.
Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1972: Atmospheric ice nuclei from decomposing vegetation. *Nature (London) 236*, 163–165.
Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1973: World-wide source of leaf-derived freezing nuclei. *Nature 246*, 212–213.
Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1976: Biogenic ice nuclei. Part 1. Terrestial and marine sources. *J. Atmos. Sci. 33*, 1554–1564.
Vali, G., Christenson, M., Fresh, R. W., Gaylon, E. L., Maki, T. R. and *Schnell, R. C.* 1976: Biogenic ice nuclei. Part 2. Bacterial sources. *J. Atmos. Sci. 33*, 1565–1570.
Walker, J. C. and *Patel, P. N.*, 1964: Splash dispersal and wind as factors in epidemiology of halo blight of bean. *Phytopathology 54*, 140–141.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Concentration and nature of biogenic ice nuclei over the Arctic Ocean

K. JAYAWEERA, *Geophysical Institute, and* P. FLANAGAN, *Institute of Arctic Biology, University of Alaska, Fairbanks, Alaska 99701, U.S.A.*

Biogén jégmagvak koncentrációja és természete az Északi-Jeges-tenger fölött. A tenger fölött különböző magasságokban gyűjtött levegőmintákban legalább kétfajta baktérium és öt különböző gombaspóra található, amelyek vízcseppek fagyását magas hőmérsékleten kiválthatják. A megfigyelések szerint a fagyási hőmérséklet logaritmikusan emelkedik az egy cseppben lévő sejtek számának növekedésével, majd a fajtától függően maximális értéket ér el. A baktériumok hatékonyabbak, mint a gombaspórák, de a spórákkal ellentétben laboratóriumi növesztés esetén elvesztik aktivitásukat. A mikroba-sejtek maximális koncentrációja felhőkben 10 l^{-1}, míg felhőkön kívül 1 l^{-1}. Ennél azonban jóval nagyobb koncentrációkat figyeltek meg 7 km-es magasságig, jéggel borított tengerek fölött.

*

Concentration and nature of biogenic ice nuclei over the Arctic Ocean. Air samples collected at several heights above the Arctic Ocean contained at least two types of bacteria and five different fungal spores which could elevate the freezing temperature of water droplets. It was observed that the freezing temperature increased logarithmically with the number of cells per drop up to a maximum temperature dependent upon species. Bacteria were more effective than fungal spores but, unlike the spores, they lost their activity under laboratory growth conditions. Maximum concentration of nearly 10 microbial cells l^{-1} occurs in clouds and one cell l^{-1} in air outside clouds. However, numbers and varieties of microbial cells in excess of those found near sea ice surface level were observed up to 7 km.

*

Introduction. During the past decade, research on composition of ice nuclei has shown that certain bacteria act as effective ice nuclei. *Soulage* (1957) suggested that bacteria may act as ice nuclei and showed that bacteria cells nucleated ice crystals in a cloud chamber. Recently *Schnell* and *Vali* (1972, 1973, 1976) have shown the presence of freezing nuclei associated with decaying leaves and marine plankton. They suggested that these biogenic nuclei may constitute a significant fraction of the atmospheric ice nuclei. Investigations by *Vali* et al. (1976), *Maki* and *Willoughby* (1978) have shown that the development of these biogenic nuclei depended upon the presence of bacteria of the genus *Pseudomonas*. The activity of this particular genus in ice nucleation had been shown earlier in the laboratory by *Maki* et al. (1974).

Bacteria active as ice nuclei have been isolated in laboratory cultures from plant surfaces (*Lindow* et al, 1978a), rain or snow (*Maki* and *Willoughby*, 1978), and hail (*Mandrioli* et al., 1973). The type of bacteria isolated in these instances also belongs to the genus of *Pseudomonas* and in the case of plant surfaces, *Lindow* et al. (1978b) isolated strains of *Erwina herbicola* as well.

Presence of a variety of genera of bacteria in the atmosphere is well documented. Early description of microbiological studies in the atmosphere over the non Arctic regions in Canada is reported by *Kelley* and *Paddy* (1953) and for the upper atmosphere by *Fulton* (1966). A summary of these invetigations is found in *Gregory* (1961). These bacteria were alive and their concentration, although depended on the type of air mass, varied from 0.2 to about 0.01 per liter.

Although the ice-nucleating activity of *Pseudomonas* has been confirmed in the laboratory and variety of different species including *Pseudomonas* has been found in the atmosphere, there are no reports of ice-nucleating bacteria being isolated from the atmosphere. Clearly biogenic ice nuclei derived from leaf, soil, and marine sources should be expected in the atmosphere carried aloft with air masses. Mechanisms for injecting these nuclei to the atmosphere, especially from the ocean, are well documented (*Blanchard* and *Syzdek*, 1972, 1974).

In this paper we describe the isolation of ice-nucleating cells (I.N.C.) from air samples collected over the Arctic Ocean up to an altitude of 7 km. Many varieties of bacteria and fungal spores were isolated in clouds in proximity to clouds and in clear air. We present here results of experiments to induce water freezing using a variety of such bacterial cells and fungal spores. It is clear from our data that many of these I.N.C. are viable and active to a greater or lesser extent in initiating ice formation in clouds.

Approach and methods

Sampling of air for the presence of bacteria was done as a part of the Arctic stratus experiment conducted in the Beaufort Sea area of the Arctic Ocean during June 1980. The National Center of Atmospheric Research (U.S.A.) aircraft 'Electra' flew six missions into this region.

The aircraft carried an air sampling device, where microbial cells can be collected on sterilized filters. With this system, the only possibility that aircraft air could contaminate the filters was during the transfer of filters from their box into the holder of the sampler. As such, some filters were left exposed in the aircraft cabin and few others were moved about the cabin to determine the possible contaminants. Sampling for microbial cells was done during two flights on June 28 and 30, 1980. The June 28th flight was from Eielson AFB, Alaska to Barrow, Alaska and then to a location of approximately 78°N and 155°W. The June 30th flight was from Eielson AFB to Prudhoe Bay, Alaska and then on to a location of approximately 73.5°N and 134°W *(Fig. 1)*. During both these flights air was sampled for microbes at regular intervals during the entire flight which lasted about 7 h at altitudes of 30 m to 7 km. The sampling rate was maintained at an indicated 20 liters per minute and air flow rates were calculated from recordings of incoming and outgoing pressures. The sampling duration was chosen to coincide with the length of a flight leg, in which the aircraft flew at a constant altitude and heading.

(a) *Preparation of the specimens.* Membrane filters with samples from clouds and air and the background (control) filters were cut in half, and one half each was split in three, placed on agar growth medium and examined for microbial growth. The other half was also split in three. One third was examined for the presence of bacteria using a scanning electron microscope (SEM), while the

other two were suspended in liquid nutrient broth of either sea water, potato extract, or blood infusion.

Bacteria that grew in the nutrient solutions and agars were suspended in triple distilled water and enumerated using a Klett densitometer, calibrated using a haemocytometer.

Fungal spores were separated from fungi by growing on solid agar by tapping the back of the plates being held over glass slides and then adding

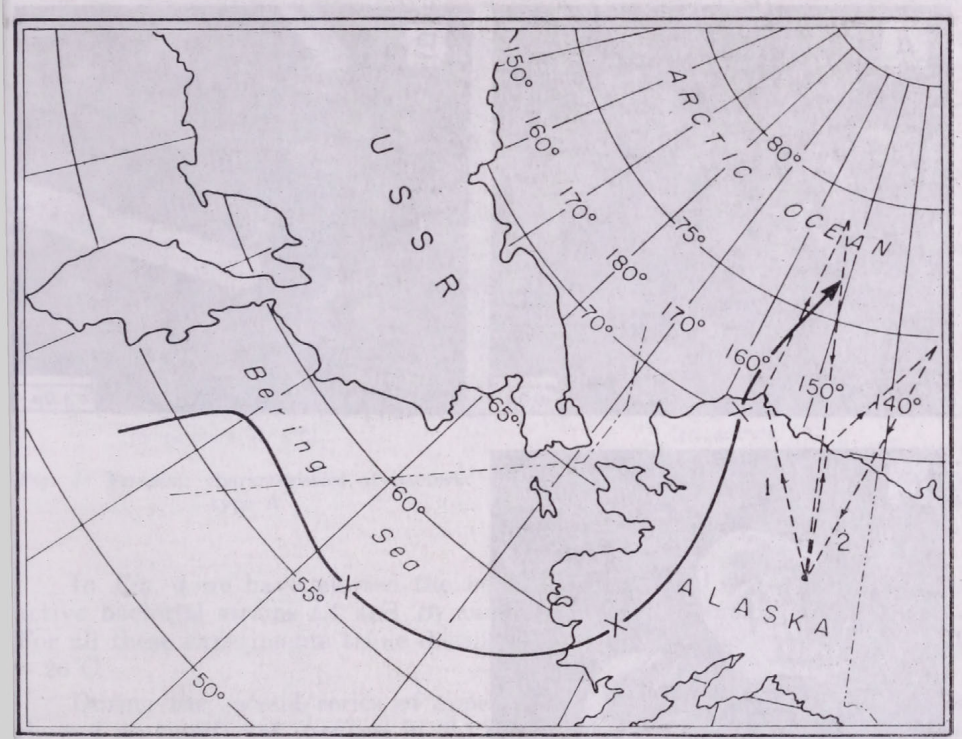


Fig. 1: A map showing the flight paths (dashed lines) on June 28, 1980 (1) and June 30, 1980 (2). The solid line shows the air trajectory at 850 mb on June 28, 1980. Crosses denote the location of the air mass on the three previous days

a few drops of sterile water to float the spores. Subsequently, spores were treated in the same manner as the bacteria to calculate spore concentration per volume of water.

(b) *Drop freezing*. The ice-nucleating activity of microbial cells was measured using the drop-freezing technique developed by *Vali* (1971) and modified later by *Schnell* (1979).

Control experiments were done by measuring the freezing temperature of triple distilled water drops of size 0.5 μl. The freezing temperature was defined as that temperature (T_{96}) at which 48 of the 50 drops froze.

Determination of the freezing temperature of drops containing bacterial cells or fungal spores was performed as above for pure water. For each cell concentration experiment was replicated ten times. Experiments were performed for all the different species of bacteria and spores isolated from the filters.

Initially, a concentration of 100 cells per drop was used to distinguish those that act as biogenic nuclei. Active cells were further tested using concentrations from 2 to 10^4 cells per drop.

The freezing experiments were done in two series, the first about 3 months after the samples were collected, and the second 10 months afterwards. Between series, bacterial and fungal spores were maintained in refrigerated cultures.

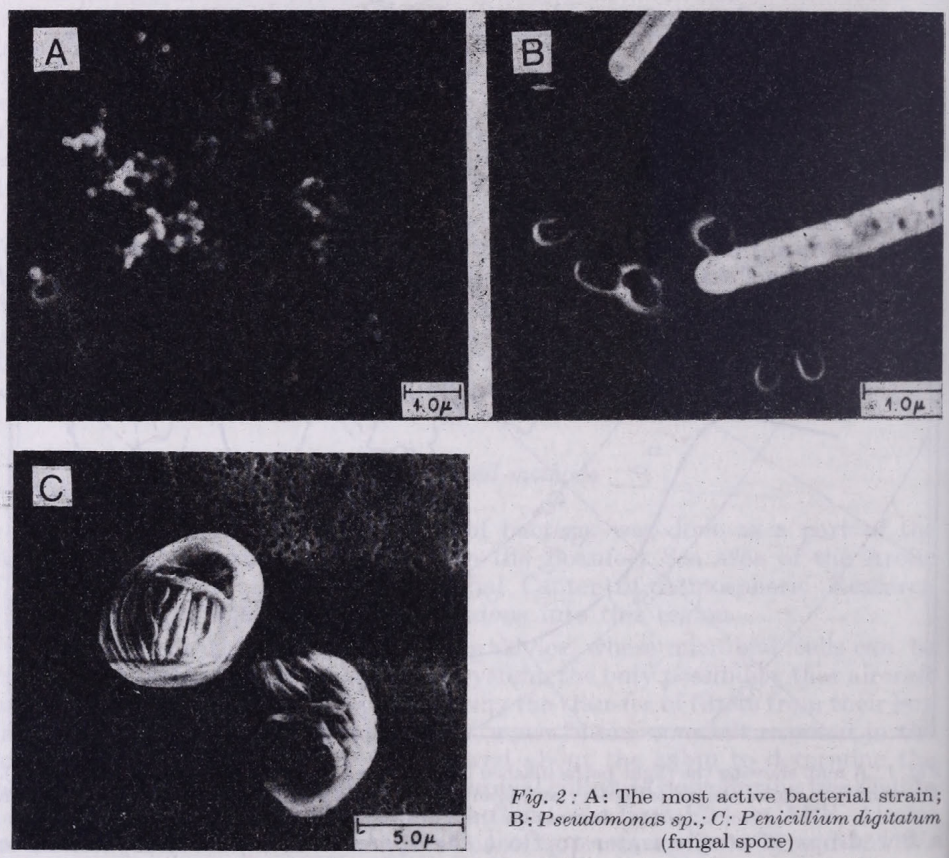


Fig. 2: A: The most active bacterial strain; B: *Pseudomonas sp.; C: Penicillium digitatum* (fungal spore)

Results

(a) *Ice-nucleating activity.* In the first series of experiments we found two strains of bacteria and five different fungal spores capable of elevating the freezing temperature of water. The most active was an unidentified microbacterium shown in *Fig. 2a*. The T_{96} for this strain as a function of the number of cells per 0.5 μl drop is shown in *Fig. 3*. It is noteworthy that when the cell concentration/drop was >20, the T_{96} remained constant to within 0.5°C. For concentrations <20 cells/drop, an exponential curve can be fitted for T_{96} as shown in *Fig. 3*.

The constancy of T_{96} for more than 20 cells per drop indicates that this strain of bacterium under conditions of the first experiment has a 5% proba-

bility of nucleating a water drop at -4.0°C, an elevation of more than 20°C over that of pure water under identical conditions. The *Pseudomonas* strain *Fig. 2b* was also active as an ice nucleus with about a 10% probability of nucleating a water drop at -9°C.

The fungal spores were generally less effective than bacteria. In *Table I* we have listed the T_{96} temperature for effective fungal spores having 100 spores per drop.

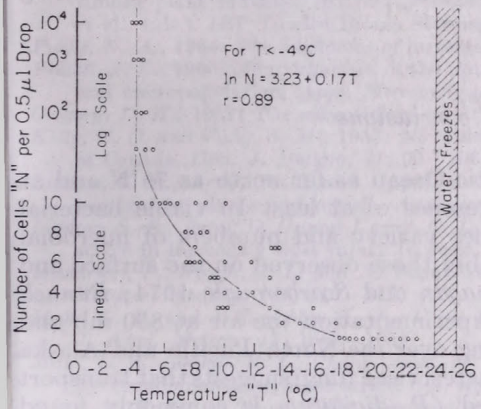


Fig. 3: Freezing characteristics of bacteria type A

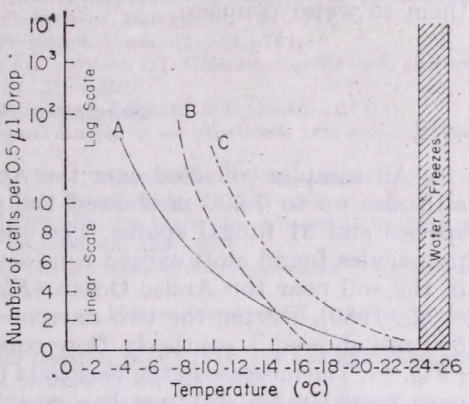


Fig. 4: Comparison of freezing temperatures for two strains of bacteria and one fungal spore

In *Fig. 4* we have plotted the best fit exponential curves for the two, active bacterial strains (*A* and *B*) and for the *Penicillium* spore *(Fig. 2c)*. For all these experiments triple distilled water T_{96} was between -24°C and -26°C.

During the second series of experiments, the original bacterial strains showed no significant increase in T_{96} over that of pure water. On the other hand, no loss in activity was found for fungal spores.

Comparison of the results for the first and second series of experiments showed that long-term growth in nutrient cultures does not affect the activity of spores, but markedly deactivates bacterial cells.

TABLE I

T_{96} *for five ice-nucleating fungal spores found in the Arctic atmosphere*

Species	Color	T_{96} °C
Penicillium digitatum	beige	-10.0
Cladosporium herbarum	beige	-15.0
Penicillium rotatum	dark green	-22.0
Penicillium frequenten	light green	-22.5
Rhizopus stolmifera	brown	-23.0

[Tripple distilled water $T_{96} = -24$ to -26 °C]

(b) *Concentration of bacteria and spores.* It can be estimated from the SEM counts of microbes, after correction for the sampling effects as indicated by *Fuchs* (1964), that concentrations (10 cells l^{-1}) were highest inside clouds. Outside clouds, the concentrations were lowest, particularly above the ice surface, then reached a maximum of about 1.0 cell l^{-1} near the cloud heights, and decreased slowly up to the maximum sampled level of 7 km.

The most significant observation here is the substantial difference that occurs between the concentration within and without clouds. It is conceivable that cloud movement through air may concentrate microbial cells by adhering them to water droplets.

Summary and conclusions

Air samples collected over the Arctic Ocean as far north as 76°N and at altitudes up to 7,000 m showed the presence of at least 10 viable bacterial species and 31 fungal spores. The species variety and numbers of microbial propagules found aloft exceed considerably those observed on the surface and in the soil near the Arctic Ocean (*Flanagan* and *Scarborough*, 1974; *Bunnell* et al., 1980). During the two days of experimentation the air at 850 mb and 500 mb showed a southerly flow coming over the North Pacific and Alaska *(Fig. 1)*. The incerase in the variety of bacteria and fungi suggests that transport over considerable distance has occurred *(P. digitatum* is commonly found associated with citrus fruit disease and other temperate and sub-tropical crops, *Raper* and *Thom*, 1968) and that the species have survived such transport under the temperature and pressure conditions aloft.

The activity of bacteria as ice nuclei seems to depend very heavily on the morphology and/or physiological state. This is evident in the substantial decrease of the ice-nucleating activity of types shown in *Fig. 2a* and *b* after a ten-month incubation in a culture collection, where the culture was transferred twice. During this period the average length of these cells had increased from 0.2 μ *(Fig. 2a)* to 1.1 μ. Cells were more elongate, though their colorations were identical.

We believe that our present experiments are noteworthy because (1) a wide variety of bacteria exists in the atmosphere of which some may nucleate water droplets at temperatures as high as −4°C; (2) because of their hydrophilic nature bacteria and especially fungal spores readily form water droplets, hence nucleation could occur through the more efficient condensation freezing process; (3) ice nucleation of microbial cells *in vitro* is determined by some surface morphology and is influenced by some unknown growth phenomena occurring during culturing. Whether this is a reversible process or not may become clear from our planned future experiments; (4) fungal spores can constantly nucleate water droplets. Although they are not as active as bacteria, the spores retain their activity during successive cultivation transfers in nutrient agar.

Acknowledgements. The research described in this paper was carried out by the State of Alaska funds. The authors are indebted to the National Science Foundation grant DPP 77-20887 for sponsoring the Arctic Stratus Experiment.

REFERENCES

Blanchard, D. C. and *L. D. Syzdek*, 1972: Concentration of bacteria in jet drops from bursting bubbles. *J. Geol. Res., 77*, 5087–5099,

Blanchard, D. C. and *L. D. Syzdek*, 1974: Importance of bubble scavenging in the water-to-air transfer of organic material and bacteria. *J. Rech. Atmos., 8*, 529–540.

Bunnell, F., O. K. Miller, P. W. Flanagan and *R. E. Benoit*, 1980: Tundra microflora: composition, biomass and environmental relations. In: *An arctic ecosystem: The coastal tundra of Northern Alaska, Brown* et al., Eds.). Hutchinson and Ross Inc., Strandsburg, Penn., 255–290.

Flanagan, P. W. and *A. M. Scarborough*, 1974: Physiological groups of decomposed fungi in tundra plant remains. In: *Soil organisms and decomposition in tundra, (A. J. Holdings* et al., Eds.). IBP Tundra Biome Steering Committee, Stockholm, 159–181.

Fuchs, N. A., 1964: *The mechanics of aerosols.* Pergamon Press, 32, 142–151.

Fulton, J. D., 1966: Microorganism of the upper atmosphere. III. Relationship between altitude and micropopulation. *Appl. Microbiology, 14*, 237–240.

Gregory, D. H., 1961: *The microbiology of the atmosphere*, Leonard Hill London, 251.

Kelly, C. D. and *Pady, S. M.*, 1953: Microbiological studies of air over some non arctic regions of Canada. *Can. J. Botany, 31*, 90–106.

Lindow, S. E., Arny, D. C. and *Upper, C. D.*, 1978a: Distribution of ice nucleation-active bacteria on plants and nature. *Appl. and Env. Microbiology, 36*, 831–838.

Lindow, S. E., Arny, D. C. and *Upper, C. D.*, 1978b: Erwina herbicola: a bacterial ice nucleus active in increasing frost injury to corn. *Phytopath, 68*, 523–527.

Mandrioli, P., Puppi, G. L. and *N. Bagni*, 1973: Distribution of microorganisms in hailstones. *Nature (London), 246*, 416–417.

Maki, L. R. and *Willoughby, K. J.* 1978: Bacteria as biogenic sources of freezing nuclei. *J. Appl. Meteor., 17*, 1049–1053.

Maki, L. R., Galyan, E. L., Chang-Chien, M. and *Cadwell, D. R.*, 1974: Ice nucleation induced by Pseudomonas syringae strain C-9. *Appl. Microbiol, 28*, 456–459.

Raper, K. B. and *C. Thom*, 1968: *A manual of Penicillia.* Hafner Publishing Co., New York and London.

Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1972: Atmospheric ice nuclei from decomposing vegetation. *Nature (London), 236*, 163–165.

Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1973: Worldwide sources of leaf derived freezing nuclei. *Nature (London), 246*, 212–213.

Schnell, R. C. and *Vali, G.*, 1976: Biogenic ice nuclei Part I–Terrestrial and marine sources. *J. Atmos. Sci., 33*, 1544–1564.

Schnell, R. C., 1979: A new technique for measuring atmospheric ice nuclei active at temperatures from −20°C to approaching 0°C with results. *Proc. Seventh Int. Conf. on Inadvertant and Planned Wea. Mod.*, Banff, Canada, 110–111.

Soulage, G., 1957: Les noyaux de congelation de l'atmosphère *Ann. de Geophysique, 13*, 103–134.

Vali, G., 1971: Quantitative evaluation of experimental results on the heterogeneous freezing nucleation of supercooled liquids. *J. Atmos. Sci., 28*, 402–409.

Vali, G., Christensen, M., Fresh, R. W., Galyau, E. L., Maki, L. R. and *Schnell, R. C.*, 1976: Biogenic nuclei. Part II-Bacterial sources. *J. Atmos. Sci., 33*, 2565–2570.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

The 1980 International Cloud Condensation Nuclei Workshop

W. C. KOCMOND, C. F. ROGERS, U. KATZ and J. G. HUDSON, *Desert Research Institute University of Nevada System, P.O.B. 60220 Reno, Nevada 89506 and* J. E. JIUSTO, *Atmospheric Sciences Research Center State University of New York, Albany, New York, 12222, U.S.A.*

Nemzetközi munkaülés 1980-ban a felhő-kondenzációs magvak mérő módszereinek összehasonlítására. A felhő-kondenzációs magvak (Cloud Condensation Nuclei, CCN) témával foglalkozó harmadik nemzetközi munkaülést 1980. október 6–17. között rendezték meg a Reno-i (Nevada állam) Sivatag Kutató Intézetben. A munkaülés célja – melyen 20 intézet képviseletében 39 szakember vett részt – a különböző CCN mérő módszerek összehasonlítása volt, emellett néhány alapvető tudományos kísérlet elvégzése. Huszonöt műszert hasonlítottak össze, beleértve a részecskenagyság meghatározására szolgáló műszereket és két Aitken-számlálót. A teszt aeroszolt a rendszerbe kapcsolt generátor szolgáltatta, ezzel elkerülhetővé vált a tároló tartályok használata. A munkaülés két hete alatt nyert legfontosabb megállapítások a következők: 1. Monodiszperz és polidiszperz teszt aeroszolok állíthatók elő tiszta oldódó sóból 3% óránkénti stabilitással. 2. A kilenc statikus diffúziós kamrából (SDC) az öt legjobb átlagban 20%-on belül egyezett meg az NRL mozgékonyság-analizátorral és 10%-on belül, ha a túltelítettség 1% volt. 3. Az öt folyamatos áramú diffúziós kamra (CFD) közül négy 15% és 20%-on belül egyezett meg egymással, ha a túltelítettség rendre 0,7% és 0,3% volt. 4. A legjobb CFD-k és SDC-k 15%-on belül egyeztek meg egymással. 5. A négy izotermikus ködkamra közül kettő megegyezik egymással 40%-on belül. 6. Az eredmények analízise szerint a műszerek többsége alapján megbecsült felhő-kondenzációs mag spektrum dőlése (k) és a száraz aeroszolnagyság spektrumának ismert dőlése (β) megközelítette a $k=2/3\ \beta$ elméleti összefüggést.

*

The 1980 International Cloud Condensation Nuclei Workshop. The Third International Cloud Condensation Nuclei Workshop was held at the Desert Research Institute, Reno, Nevada, October 6–17, 1980. The goals of the Workshop were to intercompare CCN measurement technologies and to perform a limited number of experiments of fundamental scientific interest. A total of 39 scientists representing 20 institutions were in attendance. Twenty-five instruments were tested including size characterization devices and two Aitken counters. The test aerosols were supplied to the instruments by an on-line generation system, thereby eliminating the need for storage bags. Some of the main conclusions reached during the two-week Workshop were as follows: (1) Test aerosols of pure soluble salts, both monodisperse and polydisperse, can be provided with stability in output concentration to about ±3% per hour; (2) Of nine static diffusion chambers (SDC), the five best units (averaged) agreed to within 20% of the NRL mobility analyzer and to within 10% at 1% supersaturation; (3) Four of the five continuous flow diffusion (CFD) chambers agreed with each other to within about 15% at 0.7% supersaturation and about 20% at 0.3% supersaturation; (4) The best CFD's and SDC's agreed to within about 15%; (5) Two of four isothermal haze chambers agreed with each other to within about 40%; (6) Analysis of the results showed that most instruments' estimation of the CCN spectral slope, k, and the known dry aerosol size distribution slope, β, confirmed the theoretical relationship $k=2/3\ \beta$.

*

Introduction. The 1980 International Cloud Condensation Nuclei (CCN) Workshop was the third meeting of its kind, continuing in the tradition of the first and second workshops held at Lannemezan, France, in 1967, and at

Fort Collins, Colorado, U.S.A., in 1970. Ice nuclei counters were not included, as a separate workshop to assess progress in their technology was held in 1975 at Laramie, Wyoming, U.S.A. The earliest planning for the 1980 Workshop was carried out by an Ad Hoc Commission of the International Committee on Cloud Physics (ICCP), appointed by Professor *H.-W. Georgii* and with *Dr. J. Jiusto* as chairman. Following acceptance of an offer by the Desert Research Institute to host the meeting, a Steering Committee *(A. Gagin, J. Jiusto, J. Kassner, W. Kocmond, J. Megaw, L. Radke, R. Ruskin)* was appointed by the Ad Hoc Commission, to proceed with the planning of the specific logistical and scientific details of the meeting. Funding was provided by the National Aeronautics and Space Administration and the National Science Foundation.

The Steering Committee in its deliberations had a number of scientific questions to consider. First, the stated goals of the Workshop included not only instrument intercomparisons, but also utilization of the large number of instruments expected to be present at the Workshop to perform one or two experiments of basic relevance to aerosol science. In the first case, CCN counter technology had advanced considerably since the 1970 Workshop, as for example illustrated by the appearance in several laboratories of continuous-flow diffusion (CFD) CCN counters in the intervening years. Comparison of these devices to the older standard Twomey-type "static" diffusion chambers was identified as a Workshop goal, as well as evaluation of isothermal haze chamber (IHC) performance.

In addition, the Steering Committee addressed the question of experiments of basic scientific relevance by suggesting tests of the Kohler theory of pure soluble aerosols and the Volmer theory of insoluble, wettable aerosols, and examination of the theoretical relationship between the slope, k, of the cumulative number-*versus*-critical supersaturation spectrum curve, and the slope of the dry aerosol size distribution.

The advances in CCN counter technology were matched by advances in the technology of generating and size-characterizing of aerosols; an early Steering Committee decision was to generate aerosols "on-line" during the experiments, without recourse to a storage bag. The Naval Research Laboratory's electrical mobility analyzer was adopted as the aerosol sizing standard. Further Steering Committee recommendations included: (a) that aerosol concentrations should be in the range of $1{,}000 - 2{,}000$ cm^{-3} to a few hundred cm^{-3} over the supersaturation range of 1.0% to 0.1%; (b) aerosol composition should include NaCl, $(NH_4)_2SO_4$, and AgI; and (c) aerosols would be provided *via* a sampling duct to each instrument, under slight positive pressure. The Steering Committee recommendations were passed on to a local committee at the Desert Research Institute for implementation.

TABLE I

CCN *Workshop participants*

Name/Affiliation	*Instrument*	*Name/Affiliation*	*Instrument*
Dr. Jeffrey B. Anderson NASA-MSFC	–	*Mr. R. Leaitch* York University	Diffusion Tube
Dr. Greg Ayers CSIRO	SDC	*Dr. Ray McKenzie* National Bureau of Standards	Pollak TSI

(Continuation on the next page)

Name/Affiliation	*Instrument*	*Name/Affiliation*	*Instrument*
Dr. Darryl Alofs Univ. of Missouri-Rolla	CFD	*Dr. William H. Mach* Florida State University	CFD Impactor
Mr. Randolph D. Borys Colorado State University	SDC	*Mr. Thomas R. Mee* Mee Industries, Inc.	SDC
Mr. Jack Dea Desert Research Institute	Aero. Gen.	*Dr. W. J. Megaw* York University	Diffusion Tube
Dr. S. Domonkos University of Washington	4SS CFD	*Dr. Sherm Neste* General Electric Company	–
Dr. L. R. Eaton General Electric Company	–	*Ms. Hana Nuzitsa* Hebrew University	SDC
Dr. J. Fitzgerald Naval Research Laboratory	IHC	*Dr. T. Ohtake* University of Alaska	Impactor Photomicro.
Dr. Abe Gagin Hebrew University	SDC	*Dr. Myron Plooster* Denver Research Institute	–
Dr. Herman E. Gerber Naval Research Laboratory	–	*Ms. Marsha Politovitch* University of Wyoming	SDC
Dr. Edward Hindman II Colorado State University	IHC	*Dr. Lawrence F. Radke* University of Washington	4SS CFD
Dr. W. A. Hoppel, Code 4320 Naval Research Laboratory	Aero. Sizing	*Dr. C. Fred Rogers* Desert Research Institute	DRI-NASA CFD
Mr. Richard Hucek Florida State University	CFD Impactor	*Dr. David Rogers* University of Wyoming	SDC Aero. Siz.
Dr. James G. Hudson Desert Research Institute	CFD, 3SS, CFD IHC	*Dr. R. Ruskin* Naval Research Laboratory	SDC
Dr. James Jiusto State Univ. of NY at Albany	SDC	*Dr. V. J. Schaefer* State University of New York	–
Dr. J. Kassner Univ. of Missouri-Rolla	CFD	*Dr. R. Serpolay* Université de Clermont	SDC
Dr. Ulrich Katz Desert Research Institute	Aero. Gen.	*Dr. Patrick Squires* NCAR	–
Dr. Vernon Keller NASA-MSFC	–	*Dr. D. Stein* Institut für Met. und Geophy.	–
Mr. Gary Keyser Desert Research Institute	DRI-NASA CFD	*Mr. M. Trueblood* Univ. of Missouri-Rolla	CFD
Mr. Malcolm Kitchen British Meteorological Office	SDC	*Dr. Sean Twomey* University of Arizona	–
Prof. Warren C. Kocmond Desert Research Institute	DRI-NASA CFD	*Mr. C. H. Wilson* NASA Langley Research Center	–
Dr. G. G. Lala State Univ. of NY at Albany	SDC	*Mr. T. Wojciechowski* Naval Research Laboratory	SDC

The participants and their instruments are listed in *Table I*. There were 39 participants representing 20 institutions, and 25 total instruments including size characterization devices, and two Aitken counters.

1. Experimental facilities

Figure 1 shows the aerosol supply duct in plan view; the duct itself was aluminum tubing 8.2 cm in inside diameter. Participants sampled aerosols over a 16 meter length of the duct, through which the volume flow rate was in the

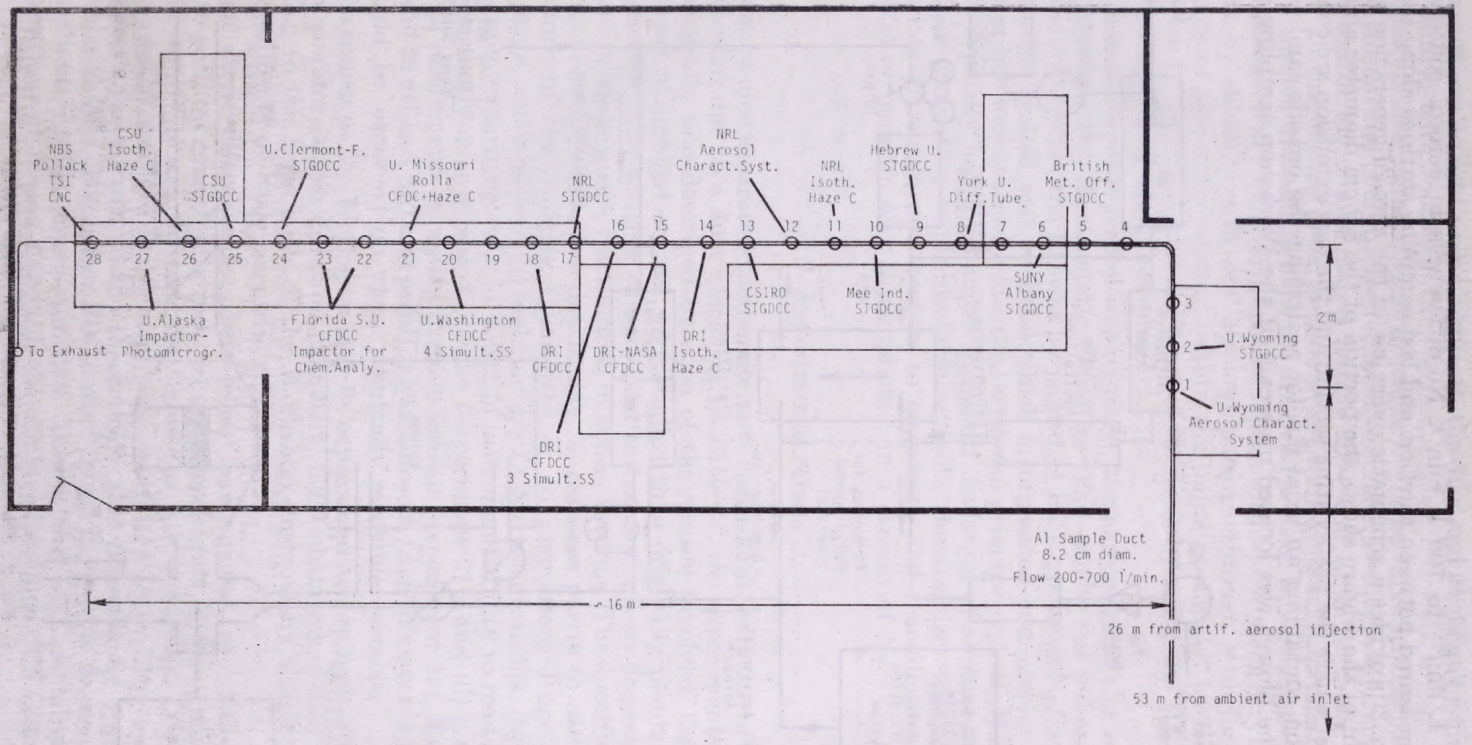


Fig. 1: Layout of sampling duct and instruments in workshop area

range 200 L min^{-1} to 700 L min^{-1}. No differences in aerosol concentration could be measured between the first and last sampling stations along the duct.

Figure 2 provides a schematic overview of the aerosol generation system. The bottom of the Figure shows the portion of the 8.2 cm diameter aluminum sample duct where the pre-existing section and the new extension are connected by a section containing an axial fan for aspirating the outside (ambient) air sample. The blower was located upstream of the Workshop sampling area in

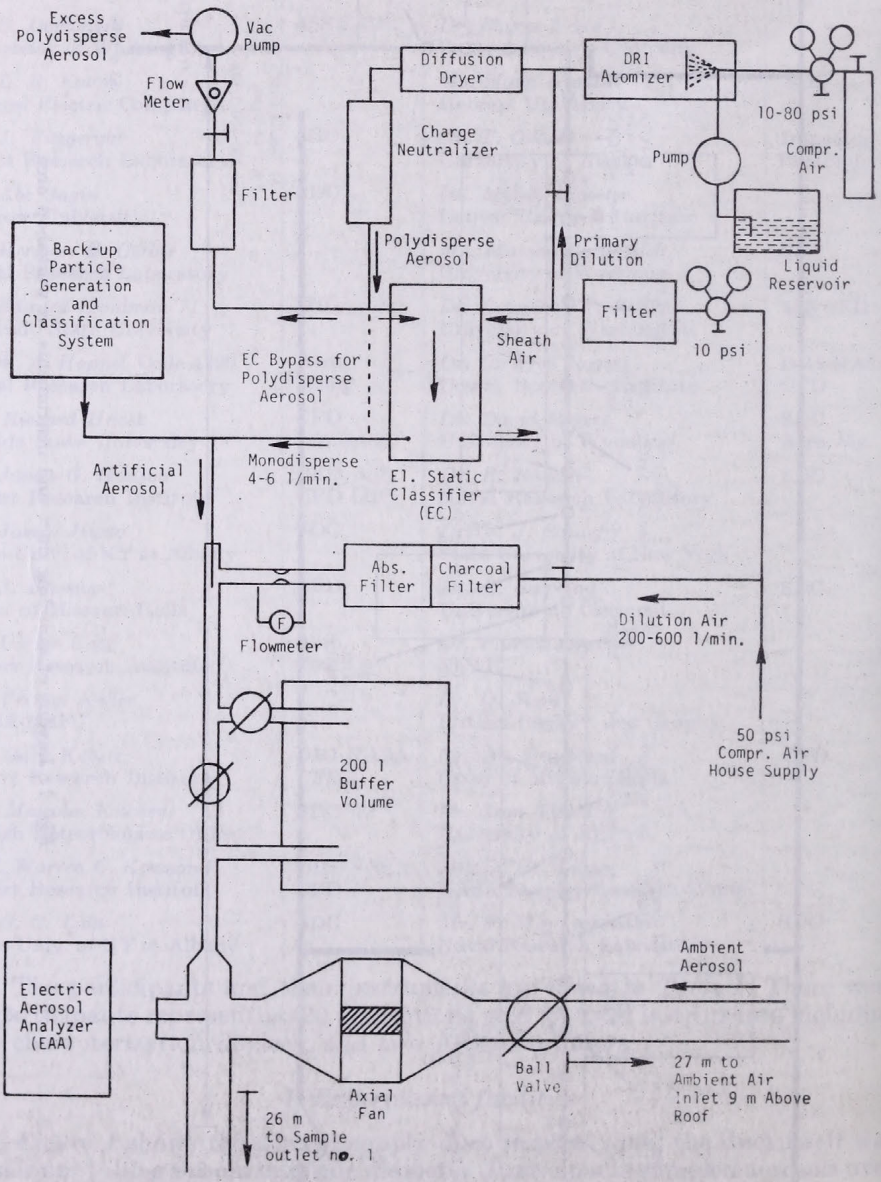


Fig. 2: Schematic of aerosol generation system

order to achieve a slight over-pressure in the duct and avoid any contamination of the sample with room air.

When working with artificial aerosols, the large valve adjacent to the axial fan was closed, and concentrated aerosol was generated with equipment shown on the top of Fig. 2 and mixed into a $200-600$ Lmin^{-1} stream of filtered dilution air originating from the compressed air system (thus eliminating the need for another blower). Most of the artificial aerosol was generated by atomizing aqueous NaCl or $(NH_4)_2SO_4$ solutions with subsequent drying of the droplets by dilution with dry air and passage through a diffusion dryer. Constancy of the aerosol output within the limits postulated by the Steering Committee ($\pm 3\%$) was achieved most of the time by using the DRI atomizer developed under NASA sponsorship.

If a monodisperse aerosol was required, the aerosol generator output was passed through the Electrostatic Classifier (EC) where the desired size was extracted; otherwise, the EC was by-passed. A back-up aerosol generation and classification system was on hand which incorporated commercial inhalation atomizers but was otherwise identical with the primary system. Monodisperse aerosols typically had a geometric standard deviation of about 1.2.

When generating water-insoluble aerosols, the atomizer was replaced by appropriate glassware and heaters to evaporate and recondense either AgI (insoluble) or paraffin wax (hydrophobic) in a stream of N_2.

2. Experimental results

Twenty-nine separate experiments were carried out, only one of which had to be aborted due to a duct blockage. In *Table II*, the experiments are listed chronologically and described by type of the aerosol involved. Considerably fewer cases of ambient aerosol were studied than originally planned because the unusually calm weather caused local aerosol sources to dominate the air mass and produce severe fluctuations in concentrations. The specifications for each test aerosol varied from day to day, in response partly to earlier recommendations of the Steering Committee or to suggestions from individual participants, and included: (a) high and low CCN concentrations; (b) a bimodal distribution (experiment 10); (c) a test of instrument ability to read accurately and consistently over a period of time (experiment 21); and (d) a test of the "zero" of instruments sampling particle-free air (experiment 25). Experiments 27, 28 and 29 utilized AgI and paraffin wax aerosols, to see if nucleation phenomena could be observed on these nominally insoluble aerosols.

The results of the Workshop may be categorized according to generic type of CCN counter (static diffusion chambers, CFD chambers, IHC's, etc.) and according to the basic goals of the Workshop (instrument intercomparisons, and experiments of basic scientific relevance).

Nine static diffusion chambers (SDC) participated, of which five were found to perform consistently well. In the experiments utilizing monodisperse aerosols, the CCN spectra obtained from the SDC's (or any CCN counter) can be used to measure the critical supersaturation (S_c) of the test aerosol, and the result compared to the theoretical value obtained by application of the Kohler theory. The better SDC's were found to be able to measure S_c to within about $\pm 0.1\%$ supersaturation. Taking the NRL mobility analyzer concentration values as a standard, the combined average CCN concentrations

from the five best SDC's agreed with this device to within 10% at 1% supersaturation, and no worse than 20% at other settings. The SDC's were also found to agree with the CFD chambers to within about 15% over their common supersaturation range. The general spread of the SDC data was in excess of that at the Fort Collins Workshop (1970), but this may be attributed to the greater number of SDC's present at the 1980 Workshop, many of which had been previously untested.

TABLE II

List of experiments

No.	Date			Aerosol A – Ambient; M – Monodisperse; P – Polydisperse
0	Tues	7 Oct	AM	M – $(NH_4)_2SO_4$
1	Tues		PM	P – NaCl – oscillating concentration
2	Tues		PM	P – NaCl – higher concentration
3	Wed	8 Oct	AM	A – quite fluctuating
4	Wed		AM	M – NaCl – low concentration
5	Wed		PM	M – NaCl – medium concentration
6	Wed		PM	A
7	Thurs	9 Oct	AM	A – aborted – duct blockage
8	Thurs		AM	M – NaCl – slight drift down
9	Thurs		AM	M – NaCl – higher concentration
10	Thurs		PM	Bimodal – NaCl – "flat k"
11	Thurs		PM	A
12	Fri	10 Oct	AM	A
13	Fri		AM	P – $(NH_4)_2SO_4$
14	Fri		PM	P – $(NH_4)_2SO_4$
15	Fri		PM	M – $(NH_4)_2SO_4$
16	Fri		PM	A
17	Mon	13 Oct	AM	A
18	Mon		AM	M – $(NH_4)_2SO_4$
19	Mon		AM	M – $(NH_4)_2SO_4$
20	Mon		PM	M – $(NH_4)_2SO_4$
21	Mon		PM	M – $(NH_4)_2SO_4$ – time variations
22	Tues	14 Oct	AM	P – $(NH_4)_2SO_4$ – medium concentration
23	Tues		PM	P – $(NH_4)_2SO_4$ – low concentration
24	Tues		PM	P – $(NH_4)_2SO_4$ – high concentration
25	Wed	15 Oct	AM	Filtered air – noise check
26	Wed		AM	A
27	Wed		PM	P – AgI, "insoluble"
28	Wed		PM	M – AgI, "insoluble"
29	Wed		PM	P – paraffin, hydrophobic

Five continuous-flow diffusion (CFD) CCN counters were present; two of these (from the University of Washington, and from the Desert Research Institute) were arranged to simultaneously yield three or four points on a CCN spectrum. One device was only very recently designed and constructed before the Workshop and did not always provide data. The other four devices were often in good agreement with theory and with each other. In measuring the S_C of monodisperse aerosols (as discussed above for SDC's), the CFD chambers gave values agreeing with theory to within an average of about 0.05% supersaturation. The total count data of four of the CFD chambers (excluding the most recently constructed device) for these monodisperse cases showed that the CFD's agreed with each other to within about 15% (5% when diffusion losses were properly accounted for). In polydisperse and ambient cases, the

CFD chambers agreed with each other to within about 15% at 0.7% supersaturation, and about 20% at 0.3% supersaturation. Most of the discrepancies could also be explained in terms of aerosol diffusion losses in the sample inlet systems of some of the CFD chambers.

Only four isothermal haze chambers (IHC) were present, one of which was newly-constructed at the time of the Workshop. These devices typically showed a large spread (many tens of percent) in indicated number concentration, as well as in their measurements of the S_C of monodisperse aerosols. Two of the devices (one of which is a "second-generation" device, technologically, and the other of which is a "dual-mode" CFD – IHC) agreed to within about 40% with each other and the NRL mobility analyzer. A third IHC showed this type agreement only at the lower end of the S_C spectrum and a factor of 2 agreement otherwise. The counts of all four of the instruments were generally at least proportional to the count of the NRL mobility analyzer. It was concluded that the calibration of, and interpretation of the data from the optical particle counting-sizing sensors in use on the IHC's was a major factor in analyzing their data, and in comparing two or more IHC's.

There were three novel and prototype devices in operation at the Workshop: a "diffusion tube" CCN counter from York University; a CFD chamber delivering its output to an impactor (from Florida State University); and an impactor combined with a humidifying chamber, from the University of Alaska. It is especially noteworthy that the Florida State University group used their samples for PIXE analysis, to check the purity of aerosols generated during the Workshop. These devices all performed reasonably well and detailed discussions of their design and construction may be found in the complete Workshop Proceedings volume (as also may be found detailed discussions of the SDC, CFD, and IHC devices).

Two Aitken counters were also present, and served the practical purpose of monitoring the output of the test aerosol generation system. When monodisperse aerosols were being sampled, these devices agreed rather well with the CCN counters.

The remaining goals of the Workshop – experiments of basic scientific interest – were addressed in part by examination of silver iodide and paraffin wax aerosols. Both monodisperse and polydisperse silver iodide aerosols were found to be active as CCN. Use of the monodisperse aerosol allowed a comparison of the measured and theoretical S_C, which were found to be approximately 0.6% and 4%, respectively. The reason for the discrepancy is still a matter of debate, but the resulting lowering of the S_C from the theoretical value has been observed in similar experiments before, and point to the likelihood that silver iodide prepared for cloud seeding experiments is active as CCN as well. The paraffin wax aerosol was found to be inactive as CCN.

Drs. J. Jiusto and *G. Lala* have addressed one of the other questions of basic scientific interest, whether the CCN spectrum slope, k, is consistently related to the exponent, β, in the power function expression of cumulative particle concentration: $N_{cum} \propto r^{-\beta}$. Workshop results did tend to verify the theoretical relationship $k = 2/3\ \beta$, when β was deduced from the size distribution data provided by the NRL mobility anlayzer. It was, however, sometimes necessary to evaluate k twice on any given CCN spectrum, depending on whether or not the determination was made above or below the inflection point usually occurring on the spectrum curve in the vicinity of 0.1% to 0.2% supersaturation.

3. Conclusions

The 1980 International CCN Workshop provided an occasion for users of SDC's, CFD chambers, and IHC's to intercompare their instruments and to perform experiments of basic scientific relevance. Salient points to be made from the twenty-nine experiments include the following:

(a) Test aerosols of pure soluble salts, both monodisperse and polydisperse, were provided with stability in output concentration to about 3% per hour;

(b) Five of the best SDC's (averaged) agreed to within at least 20% of the NRL mobility analyzer and to within 10% at 1% supersaturation. The coefficient of variation ($\sigma/\bar{N}$) of the five instruments was 0.42 at 0.2% supersaturation 0.31 at 0.5% and 0.24 at 1.0%. These devices could measure the S_C of monodisperse aerosols to within about $\pm 0.1\%$ supersaturation;

(c) Four CFD chambers agreed with each other to within about 15% at 0.7% supersaturation and to 20% at 0.3% supersaturation, with most of this discrepancy being accounted for by diffusion losses. All four CFD chambers could measure the S_C of the monodisperse aerosols to within about $\pm 0.05\%$ supersaturation;

(d) The best SDC's and CFD chambers agreed to within about 15%;

(e) Two of four IHC's agreed with each other to within about 40%;

(f) Workshop results were generally in confirmation of the theoretical relationship between the CCN spectral slope, k, and dry aerosol size distribution slope, β, in the form $k = 2/3\ \beta$. It was necessary, however, to evaluate k on each side of inflection points in the CCN spectra, which typically occurred around $S_C = 0.1\%$ to 0.2%.

Acknowledgements. This work was sponsored by the National Aeronautics and Space Administration, Grant No. NAS8 – 33820, and the National Science Foundation, Grant No. ATM79 – 21558.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2—4. szám, 1982. március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2—4. March—August 1982, Budapest

A new cloud condensation nucleus counter

T. OHTAKE, *Geophysical Institute University of Alaska, Fairbanks, Alaska 99701, U.S.A.*

Új felhő-kondenzációs mag számláló. Az individuális felhő-kondenzációs magvak (CCN) kémiai összetételének tanulmányozása végett aeroszol részecskéket gyűjtöttünk mikroszkóp lemezeken elektrosztatikus precipitátor segítségével. A részecskéket ezután egy kis kamrában higroszkópossági vizsgálatnak vetettük alá különböző nedvességi feltételek között. A részecskéken kondenzálódott vízcseppek számából határoztuk meg a CCN koncentrációt. A kondenzációs magvakat elektron energia-spektrométerrel vizsgálva azt tapasztaltuk, hogy az Alaszkában gyűjtött CCN-ek ammónium-szulfátot tartalmaznak. Az energia diszperzív röntgen spektrométerrel végzett mérések szintén kén jelenlétére utaltak a kondenzációs magvakban.

*

A new cloud condensation nucleus counter. In order to investigate the chemical composition of individual cloud condensation nuclei, aerosols are collected on slide glasses by an electrostatic precipitator. The particles are later subjected to hygroscopicity tests in a small chamber under various humidity conditions. Optical micrographs showing numbers of water droplets condensed on the aerosol particles give concentrations of CCN. Examination of the CCN by an electron energy loss spectrometer revealed that a CCN particle collected in Interior Alaska contained $(NH_4)_2SO_4$. The X-ray energy dispersive spectrometer technique independently identified sulfur in the CCN particles.

*

Unlike typical cloud condensation nucleus (CCN) counters, this device counts the numbers of water droplets condensed on aerosol particles sampled on a microcover glass at various different relative humidities. The relative humidities ranged from 75% to a calculated value of 110%. A schematic of the apparatus is shown in *Fig. 1.* The individual CCN can be identified in an

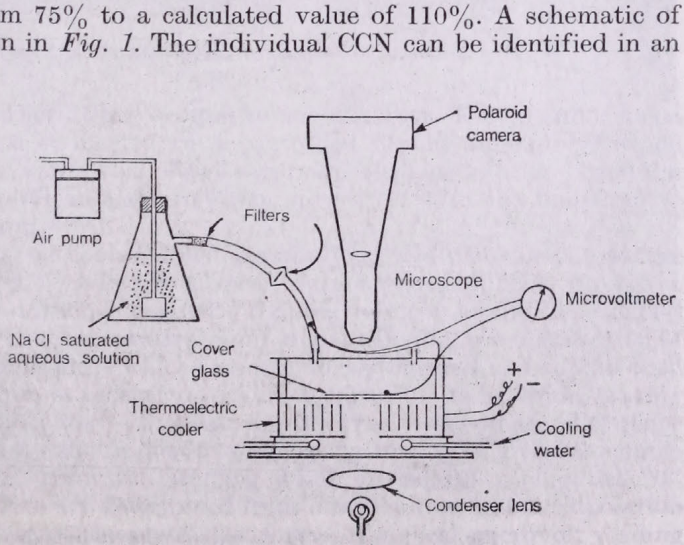


Fig. 1: Schematic of apparatus showing humidifying chamber and operational mode

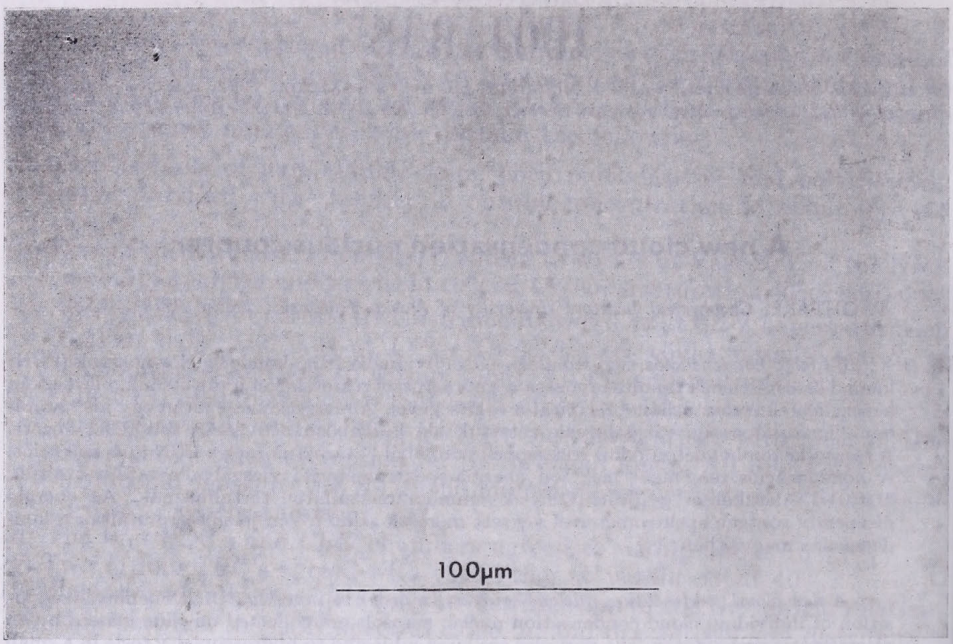


Fig. 2a : Photo micrograph of aerosols collected by electrostatic sampler under conditions of 75% relative humidity

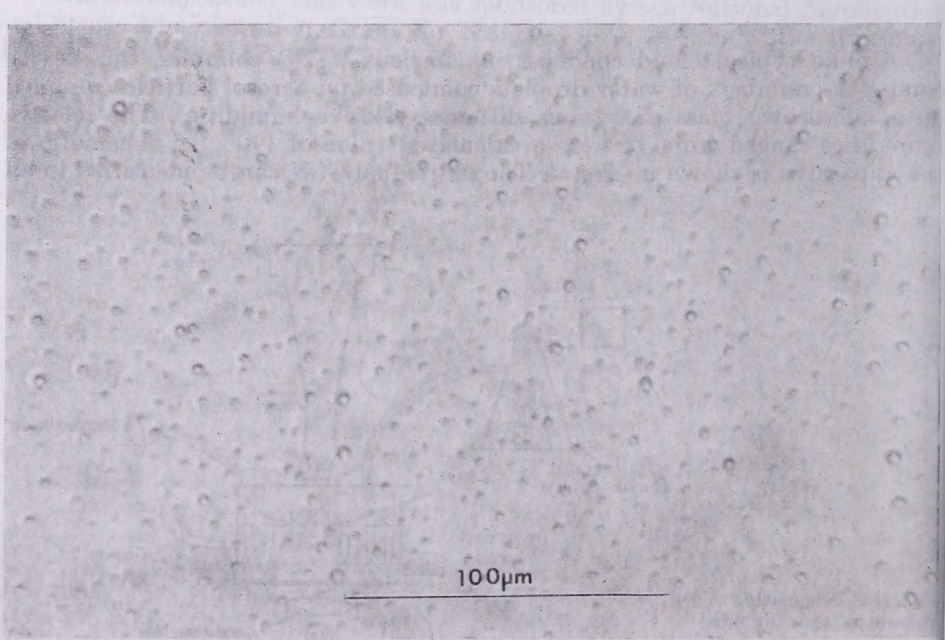


Fig. 2b : Same as *Fig. 2a* except relative humidity is 98%

optical micrograph and an electron micrograph for finding their size distributions and their growth rates, and may be inspected for their chemical composition later.

Sampling is made onto microcover glasses or electron microscope grids by means of an electrostatic precipitator and a vacuum pump. The sampling system allows collection of particles between 0.01 and 10μm diameter in an air volume of 0.001 to 1 cm^3 on an area of 0.2 mm by 0.3 mm of a substrate (0.25 mm thick) as a uniform distribution (*Liu*, et al., 1967). The cover glass is then transferred to the small humidifying chamber, where temperature is controlled

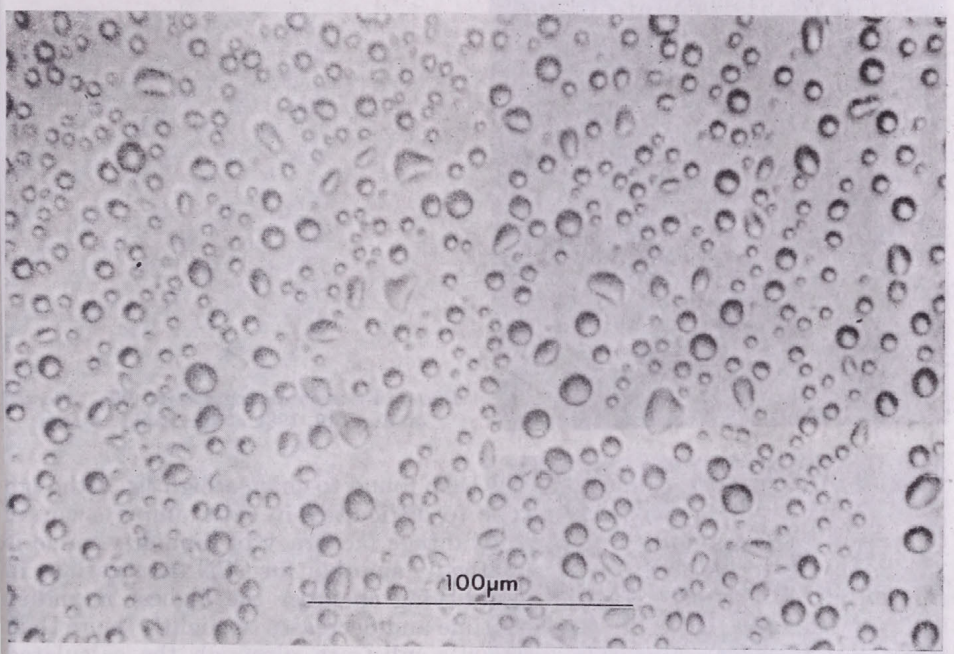


Fig. 2c: Same as *Fig. 2b* except calculated relative humidity is 101%

by a thermoelectric cooler at the bottom of the chamber. The chamber has a closed glass top and is connected to a controlled humid air supply, which consists of an air pump and a bottle with saturated aqueous solution of sodium chloride, giving an equilibrium relative humidity of 75% in the temperature range between 20°C and 70°C.

As the cover glass is cooled down by applying a direct current to the thermoelectric cooler, it is chilled to a lower temperature producing a relative humidity of 100%. Additional current produces relative humidities beyond water saturation. The exact saturation point is identified by the observation of dew on the cleaned cover glass which was previously cleaned and coated with aluminum, using vacuum evaporation to form a mirror on its backside, leaving the center portion uncoated. Simultaneously, the temperature difference between the cover glass and the air is observed by means of a thermocouple and a microvolt meter from the starting point of cooling, giving the "0" reading. Humidity values are determined from interpolation and extrapolation of the microvolt reading at the point dew forms. A typical microvolt reading

at the dew point is about 100 μV, representing a 25% humidity difference. In this case, every 4 μV change indicates a 1% relative humidity change. Consequently, an 8 μV reading, higher than that necessary to obtain the dew point, gives a nominal 2% supersaturation. Due to various cooling water tempera-

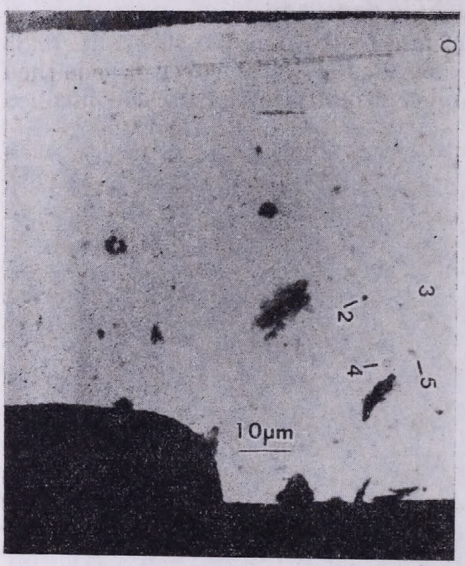


Fig. 3: Electron micrograph of CCN collected on June 19, 1981 at Fairbanks, Alaska

tures, the reading at the dew point has been found to change slightly. Although poor resolution of supersaturation due to difficulties in determining accurate temperatures was found to be a disadvantage (accuracy of humidity value is 2% RH), the technique seemed practically suitable for CCN observations in the natural atmosphere. In the humidifying chamber the highest humidity seems to reach 102% RH for a short time and decreases to slightly more than 100% RH after water droplets form on a substrate, although the calculated humidity slightly exceeds water saturation. This condition could be very similar to that found in natural clouds.

The condensed water droplets are photographed for counting by a Polaroid micrograph camera or a normal microscope camera. Since the sizes of the water drops on a cover glass are larger than 5 μm, the resolution of an optical microscope is adequate. An example of micrographs of growing particles can be seen in *Fig. 2a–c*.

The problem on the previous model with humidifying chamber, which had humid air standing still, was the humidity value on a substrate where the aerosols were sampled. Water vapor molecules tend to diffuse to the particles, and some condensed water drops will restrict many adjacent aerosols from condensing to water drops as pointed out by *Lala* and *Jiusto* (1972) for the case of ice nucleation. Effective relative humidity on the substrate may therefore never have reached water saturation. In order to break the microscale boundary layer over hygroscopic particles, ventilation of air at the controlled humidity of 75% RH is supplied to the chamber. The amount of air at 1.5 liter/min or 7 cm/s air movement in the chamber seems to be adequate for activation of all effective CCN particles.

The greatest advantage of this technique is to allow the inspection of sizes and chemical composition of the individual nuclei by electron microscopes combined with an X-ray energy spectrometer (XES) or an electron energy loss spectrometer with a specimen cooling device to prevent possible heating on

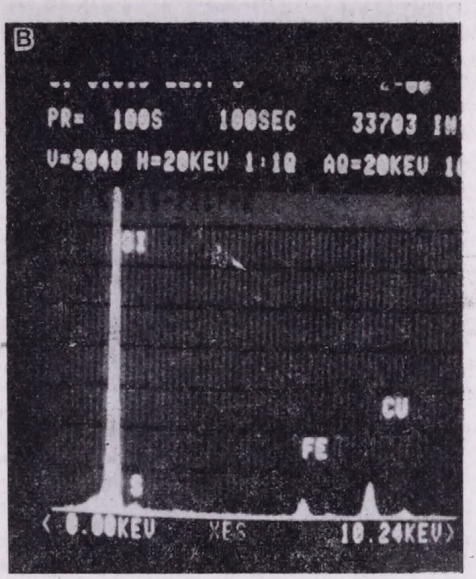


Fig. 4: XES display of particle 2 shown in *Fig. 3*

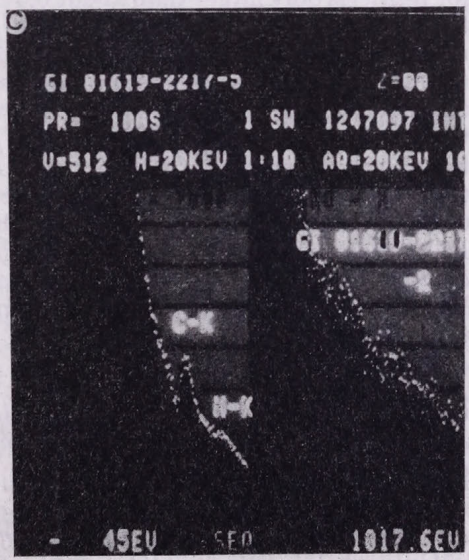


Fig. 5: EELS display of a portion of particle 2 (as shown in *Fig. 3*)

volatile nuclei. Such analysis is in progress for aerosols sampled over the Arctic Ocean and Interior Alaska. The second advantage is that aerosols sampled can be stored for a long time and their condensation ability can be examined later.

For example, although the aerosols were previously collected by means of

an impactor which obtains particles with a minimum size of 0.3 μm diameter, most of the CCN over the Arctic Ocean contained sulfur for the particle range of 0.3 to 15 μm according to XES analysis. However, XES can detect the chemical composition of elements with an atomic number larger than 10 and

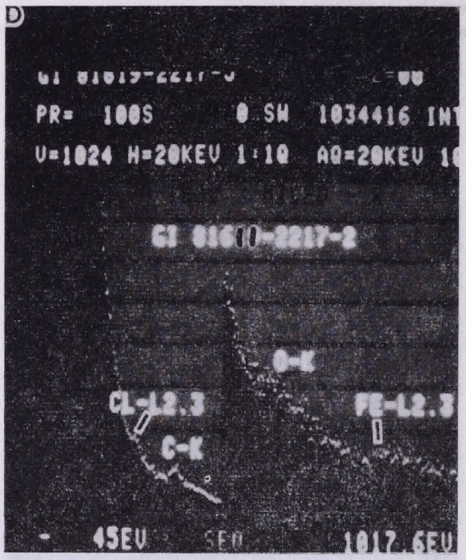


Fig. 6: EELS display of another portion of particle 2 (as shown in *Fig. 3*)

for particles only larger than about 0.3 μm. So, the indication of S does not mean that a particle consists of pure sulfur, but could be H_2SO_4 or $(NH_4)_2SO_4$ as a sulfuric compound. On the other hand, electron energy loss spectrometer (EELS) combined with a scanning transmission electron microscope (STEM) can expand the detectable elements with atomic numbers smaller than 10. Using an electron beam size of 0.03 μm, resolution of analysis is sufficient to analyze the smallest CCN particles. *Figure 3* is a STEM micrograph showing the particles with the numbers collected on a specimen grid coated with collodion/carbon film. *Figure 4* is an XES display of particle 2 showing Si, S and Fe overlapping with Cu from copper grid and C from carbon coating. *Figures 5* and *6* are EELS displays showing that the particle contained S, Cl, N, O and Fe. From these figures particle 2 contained qualitatively $(NH_4)_2SO_4$ rather than H_2SO_4.

Acknowledgements. The author is indebted to JEOL Ltd. for the opportunity to inspect Alaskan CCN particles by EELS and STEM. The work was supported in part by the National Science Foundation Grant ATM 77-27748 and State of Alaska funds.

REFERENCES

Liu, B. Y. H., Whitby, K. T. and *Yu, H. H. S.*, 1967: Electrostatic aerosol sampler for light and electron microscopy, *Review Sci. Instr. 38*, 100–102.

Lala, G. G. and *Jiusto, J. E.*, 1972: Numerical estimates of humidity in a membrane-filter ice nucleus chamber, *Jour. Appl. Meteor. 11*, 674–683.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Nature of fog nuclei from measurements of relative humidity

H. GERBER, *Naval Research Laboratory, Washington, D.C., 20375, U.S.A.*

Köd-kondenzációs magvak természetének tanulmányozása relatív nedvesség mérés alapján. A relatív nedvesség meghatározására érzékelőként szubmikron méretű sóoldat-cseppekkel bevont hidrofób felületet használtunk, amelyet sűrű kisugárzási ködbe helyeztünk ki. A sóoldat-cseppek által szórt fényből számítottuk a relatív nedvességet, amely igen gyorsan fluktuált a telítetlen és a túltelített állapot között, de középértékben alacsonyabb volt 100%-nál. A mérések során tapasztaltak szerint a turbulencia nagy hatással van a köd mikrostruktúrájára. Így a kondenzációs mag-spektrum és a ködcsepp-spektrum Euler-típusú méréséből meghatározott „effektív túltelítettség" félrevezető lehet. Ezért fontosnak tűnik a ködben kialakuló turbulens örvények szerepének földerítése, mert ezáltal, hogy időszakosan jelentős túltelítettség alakulhat ki, nagyobb kritikus túltelítettséghez tartozó köd-kondenzációs magvak (nagyobb számban) aktivizálódhatnak, mint azt korábban gondoltuk.

*

Nature of fog nuclei from measurements of relative humidity. A hydrophobic substrate coated with salt-solution haze droplets is a sensor which was exposed in dense radiation fog. Light scattered by the haze droplets was used to obtain the relative humidity (RH) which fluctuated rapidly between unsaturated and supersaturated conditions, but which had a time-averaged value of less than 100%. These measurements suggest that turbulence has a strong influence on the microphysics of the fog. Thus the "effective supersaturations" determined from Eulerian-type measurements of nuclei spectra and droplet size distributions may be misleading. Instead, it becomes important to understand the role of turbulent eddies in the fog where sporadic excursions into the supersaturation regime activate fog nuclei at greater supersaturations (and numbers) than previously thought.

*

1. Instrumentation.

A new saturation hygrometer has recently been described (*Gerber*, 1980) which is capable of measuring relative humidity over the range of about 95% to 105% RH. The performance of the hygrometer depends on the reaction of small salt particles to the ambient RH. These particles are situated on a thin hydrophobic mirror which was designed to cause a minimal interference on the response of the particles to changes in RH. As the ambient RH exceeds the deliquescent point of the salt particles, $\approx 80\%$ RH for the $(NH_5)_2SO_4$ particles used here, the particles become salt solution droplets and swell in size. This size is monitored optically by measuring the light scattered from the droplets on the mirror. The intensity of the scattered light is related to the ambient RH up to a value of RH = 100%. Above 100% RH the function of the instrument becomes similar to that of the familiar dew point hygrometers, except that now the mirror is heated to control the droplet deposit instead of being cooled. Enough heat is applied to the mirror to cause the solution droplets to remain at their 100%-RH size. The temperature increase of the mirror is directly related to the ambient RH (supersaturation S in this

case). The choice of RH = 100% above which the hygrometer employs the thermo-optical feedback loop is dictated by convenience: of all large values of RH, RH = 100% can be most easily generated to calibrate the hygrometer; the hygrometer is placed in an insulated sealed box with interior walls wetted with distilled water.

For RH > 100% the saturation hygrometer was calibrated in the laboratory using a large continuous-flow thermal-gradient diffusion chamber. These calibrations showed that the solution droplet deposit on the hydrophobic mirror had a strong resilience to change, which was a critical aspect in the successful application of this technique. The droplet deposit was also stable, i.e., it showed no changes in its light-scattering properties, during its 10 hours of exposure in radiation fog. This desirable stability was suggested in similar work with hydrophobic substrates by *Wylie* et al. (1965).

2. Measurements

The first field test of the new hygrometer was described by *Gerber* (1981). Measurements were made on two successive nights in radiation fog which formed over a flat grassy area in rural Virginia. The hygrometer was situated 1 m above the ground. *Figure 1* shows the measured RH for a typical 1-hour period of the fog in which the visual range remained less than 1 km at nearly all times. Rapid fluctuations in RH are evident in this Figure, suggesting (along with the temperature, light transmission, and droplet-size-spectra records) that turbulence played a significant role in controlling this fog. The humidity only sporadically exceeded 100%, which is consistent with the highly structured nature of the fog, where patches containing activated droplets appeared to be separated by areas containing just haze droplets. (The difference in the record in Fig. 1 for RH > 100% and RH < 100% is due to the different time response of the hygrometer for those two ranges.)

The frequency distribution of RH in the radiation fog is shown in *Fig. 2*. The curve was constructed from values of RH measured in the fog every

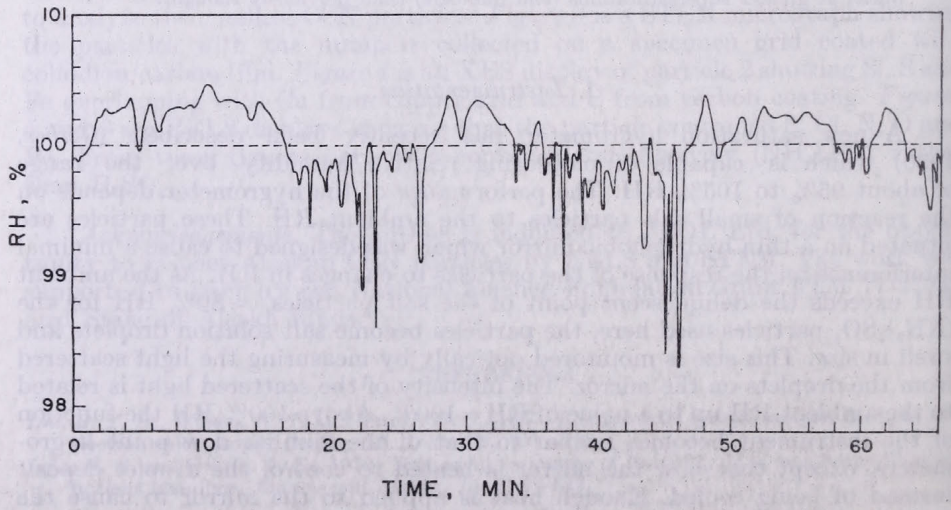


Fig. 1: Time dependence of the relative humidity (RH) measured in radiation fog from 0400 to 0506 LST on 20 November 1979 in Lake Fairfax County Park, Virginia

30 seconds over a four-hour period. The similarities of this curve to the spectrum calculated by *Warner* (1968) for moderately-sized cumuli is noteworthy. A major difference is that the average RH in the radiation fog was less than 100%.

3. Interpretation

The measurements described in the preceding show that it is difficult to define an "effective supersaturation" for this fog. Not only is the fog unsaturated on the average, but it also has a spectrum of supersaturations. For this fog the technique used by *Hudson* (1980) to determine the "effective supersaturation" would not be accurate. Essentially he compared isothermal-haze-chamber measurements with droplet size spectra measured with an optical particle counter to arrive at the critical or "effective" supersaturation in the fog; fog inhomogeneities were not considered. However, the possibility exists that Hudson's measurements along the US Pacific coast were in fogs of much more homogeneous nature than the described radiation fog, so that his approach is valid. Of course, the possibility also exists that most fogs are strongly inhomogeneous and that unsaturated fogs often exist. The latter would be consistent with the many earlier (and mostly forgotten) measurements of RH in fogs which showed unsaturated conditions the majority of the time (see the list of references in *Pruppacher* and *Klett*, 1978).

The similarity in the shape of the spectra in Fig. 2 comes from the same cause: drier air mixed by turbulent exchange with the moist air in the cumuli/fog causes a substantial fraction of the cumuli/fog to be unsaturated. This fact is well known for cumuli where a submoist adiabatic lapse rate is

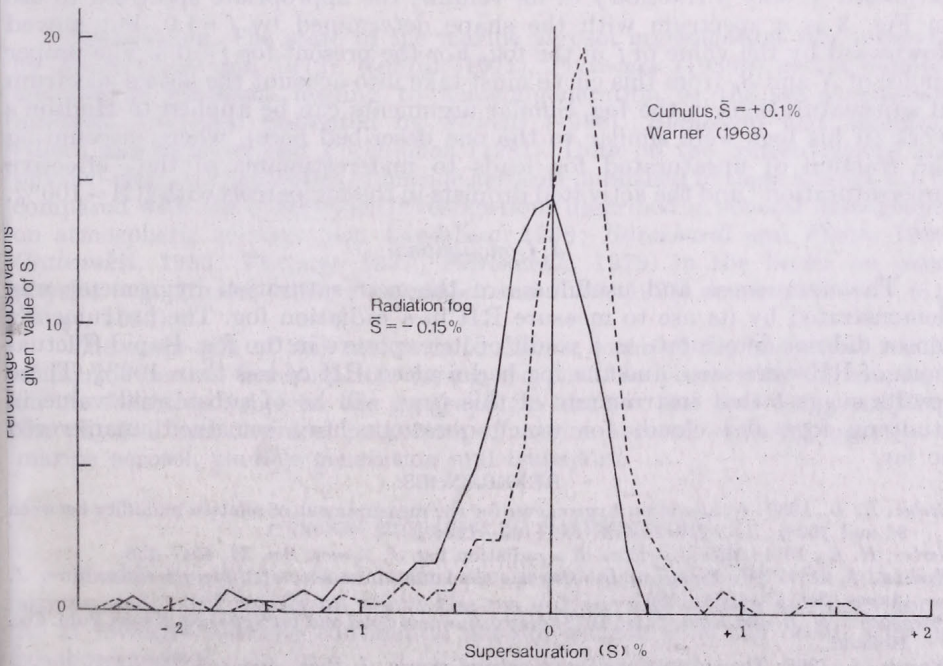


Fig. 2: Frequency distribution of water vapor supersaturation in moderately-sized cumuli (*Warner*, 1968) and in one case of radiation fog; $\bar{S}$ = average supersaturation

generally the rule. The mixing of drier air above the fog with the fog layer gives the same results. It is thus necessary (at least for the present fog) to differentiate between the saturated and unsaturated portions of the fog when discussing "effective supersaturations".

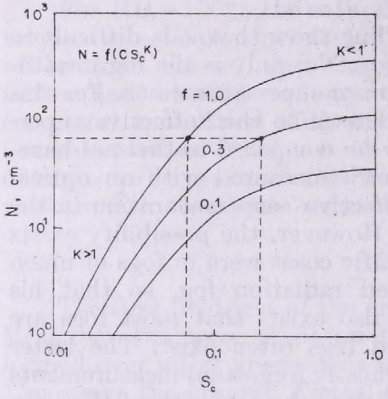


Fig. 3: Hypothetical fog condensation nuclei spectra: N = number of active nuclei, S_c = critical supersaturation; given a fog in which only a fraction $f = 0.3$ of the volume is supersaturated, an estimate of the effective supersaturation in the supersaturated regions is given by the larger value of S_c

In *Fig. 3* the curve for $f = 1.0$ represents a hypothetical FCN (fog condensation nuclei) spectrum measured in the atmosphere with, for example, an isothermal haze chamber and a thermal-gradient diffusion chamber. This spectrum reflects the concentration N of nuclei active at the given critical supersaturation S_c per unit volume of air. However, since the fog is supersaturated in only a fraction f of its volume, the appropriate spectrum to use in Fig. 3 is a spectrum with the shape determined by $f = 1.0$, but moved downward by the value of f in the fog. For the present fog $f \approx 0.3$. The proper choice of N and S_c from this curve must take into account the actual spectrum of supersaturations in the fog. Similar arguments can be applied to Hudson's work (if his fogs were similar to the one described here), where discounting the fraction of unsaturated fog leads to underestimates of the "effective supersaturation" and the activated droplets in the fog parcels with RH > 100%.

4. Conclusions

The uniqueness and usefulness of the new saturation hygrometer was demonstrated by its use to measure RH in a radiation fog. The instrument's sensor did not deteriorate as a result of its exposure in the fog. Rapid fluctuations of RH were seen, and the fog had a mean RH of less than 100%. These results suggest that instruments of this type will be of substantial value in studying fogs and clouds for which questions have remained unanswered so far.

REFERENCES

Gerber, H. E., 1980: A saturation hygrometer for the measurement of relative humidity between 95 and 100%. *J. Appl. Meteor. 19*, 1196–1208.

Gerber, H. E., 1981: Microstructure of a radiation fog. *J. Atmos. Sci. 38*, 454–458.

Hudson, J. G., 1980: Relationship between condensation nuclei and fog microstructure. *J. Atmos. Sci. 37*, 1854–1867.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of cloud and precipitation.* Reidel Publ. Co., Holland.

Warner, J., 1968: The supersaturation in natural clouds. *J. Rech. Atmos. 3*, 233–237.

Wylie, R. G., Davies, D. K. and *Caw, W. A.*, 1965: The basic process of dew-point hygrometer. *Humidity and moisture, Vol. 1*, R. E. Ruskin, Ed., Reinhold Publ. Co., New York.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Marine aerosol research

J. PODZIMEK, *Department of Mechanical and Aerospace Engineering and Graduate Center for Cloud Physics Research, University of Missouri-Rolla, Rolla, MO 65401, U.S.A.*

Tengeri aeroszol-kutatások. A tanulmány összefoglalja a tengeri és óceáni levegőben lévő aeroszol részecskék koncentrációjára, nagyság szerinti eloszlására, optikai tulajdonságaira és kémiai összetételére vonatkozó legújabb eredményeket. Tárgyalja a részecskék keletkezésének és terjedésének lehetséges módjait, végül a tengeri aeroszol-kutatások jövőjét vázolja fel.

*

Marine aerosol research. The aim of this paper is to give a review of recent research carried out in the field of marine aerosols. New results concerning the concentration, size distribution, optical properties and chemical composition of the aerosol particles in maritime and oceanic atmosphere are summarized. The formation and transport mechanisms of marine particles as well as the future of marine aerosol research are also discussed.

*

Introduction. The state of the marine aerosol investigation was reviewed by *Junge* (1969 and 1972), *Georgii* (1975), *Podzimek* (1980b) and a detailed analysis of processes leading to aerosol generation at the sea-atmosphere interface has been presented by *Morelli* (1980), *Blanchard* and *Woodcock* (1980) and by *Lord* and *Pocklington* (1981). Data on the concentrations and physico-chemical properties of marine aerosols published in these studies can be compared with the other older investigations described in several monographs on atmospheric aerosols (e.g. *Landsberg*, 1938; *Burckhardt* and *Flohn*, 1939; *Grabovskii*, 1956; *Twomey*, 1977; *Petrenchuk*, 1979) in the books on cloud physics (e.g. *Mason*, 1971; *Pruppacher* and *Klett*, 1978) or air chemistry (e.g. *Junge*, 1963).

The main aim of this review is to discuss some of the important results of marine aerosol investigation during the past ten years with the emphasis on the following subjects: the geographical location and art of the sampling, the physical and chemical properties of marine aerosol, optical properties of marine aerosol, particle generation and transport.

Physical properties of marine aerosol

Marine aerosol discussed in this study covers all particles with minimum size around 0.002 μm found above the sea surface and in high altitudes above it. It includes also the continental aerosol drifted over the ocean and the seashore aerosol.

Glancing over the plotted data on worldwide distribution of AN concentrations (e.g. *Podzimek*, 1980b), the most interesting is the fact that in spite

of the dramatic change in the use of fossil fuels during the past fifty years and the alteration of the mode of transportation, the AN concentrations measured now over the North Atlantic do not deviate much from the "Carnegie" expedition measurements. The impact of large cities and industrialized areas in the

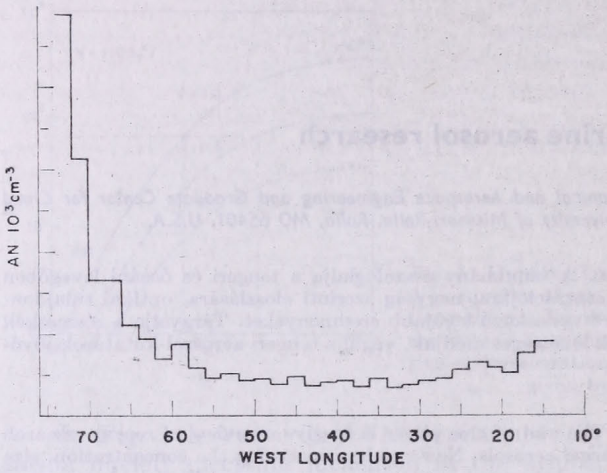


Fig. 1: Mean Aitken nucle concentration measure d ove the North Atlantic betw e en 36 and 44°N latitude during th period 1966–1973 *(Hog an, A.* 1976, ASRC, Pub. 408, SUNY Albany)

USA and Europe on the AN counts over the Atlantic Ocean is documented by many authors (*Hogan* et al., 1967; *Hogan* et al., 1973; *Schaefer*, 1972) who found in very clean environment over the North Atlantic concentrations

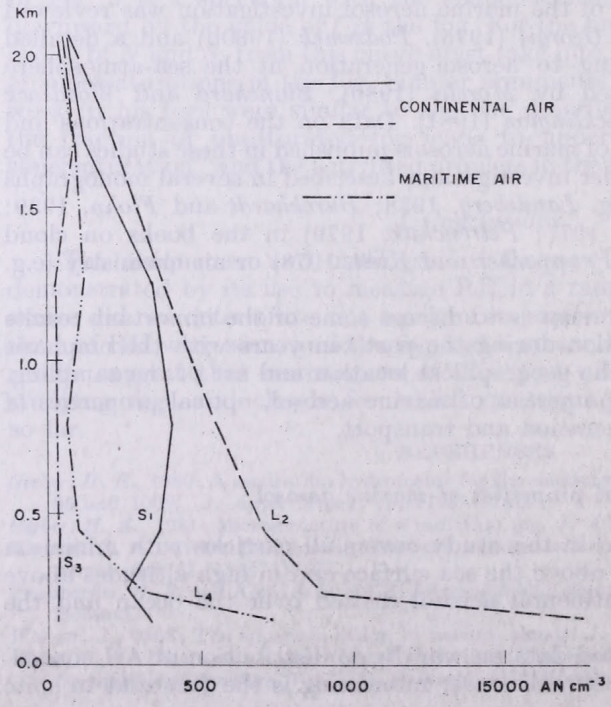


Fig. 2: Aitken nuclei concentration profiles measured over southern Texas (*L*) and 50 km offshore over the Gulf of Mexico (*S*) in the continental (S_1, L_2) and maritime (S_3, L_4) air mass (*Podzimek*, 1980c)

between 200 and 500 AN cm^{-3}. Close to the seashore the concentrations rose up to several thousands of AN cm^{-3} *(Fig. 1)*. A similar picture was obtained in the Pacific Ocean eastwards of Japanese seashore.

The vertical distribution of AN over the ocean shows a strong dependence on the air mass origin and air stability. A typical AN concentration vertical profile is presented in *Fig. 2*, which includes four different curves deduced from the sampling 50 km off shore of South Texas (S) and 50 km over the continent (L) in continental (S_1 and L_2) and maritime air (S_3 and L_4). In both situations there was a strong temperature inversion in the PBL over land. Over the sea surface there was almost an indifferent stratification with very little change in AN concentration through the PBL (*Podzimek*, 1980c). A similar picture has been obtained by *Allee* (1974) in the proximity of Barbados Island where AN concentration varied within 200 and 300 AN cm^{-3} almost up to 3.7 km altitude. Another challenging subject reflecting the complexity of AN measurements in high altitudes over the ocean seems to be the increased AN concentration above and between the clouds of Intertropical Convergence Zone discussed by *Podzimek* et al. (1975; 1977) and recently stressed by *Hogan* (1981) who found higher AN counts in the ITCZ region than on the ocean surface.

One of the most detailed investigations of the AN size distribution over the Atlantic Ocean has been made by *Jaenicke* et al. (1971) and *Jaenicke* (1978a). They concluded that besides the large concentration of particulates of 10^{-3} μm in radius there is a distinct maximum at $r = 3.10^{-2}$ μm. This does not contradict the finding by *Schultz* et al. (1978) who measured AN in the same environment. Some discrepancies have been found, however, between the filter technique and diffusion battery technique (*A. Mészáros* and *Vissy*, 1974; *Prahm* et al., 1976; *Tymen* et al., 1975; *Jaenicke* and *Schütz*, 1977). In *Fig. 3*, which was published by *Jaenicke* (1978a), there are plotted, besides the AN size distributions measured by different authors on the high sea, also the data from continental stations and our data (*Podzimek*,

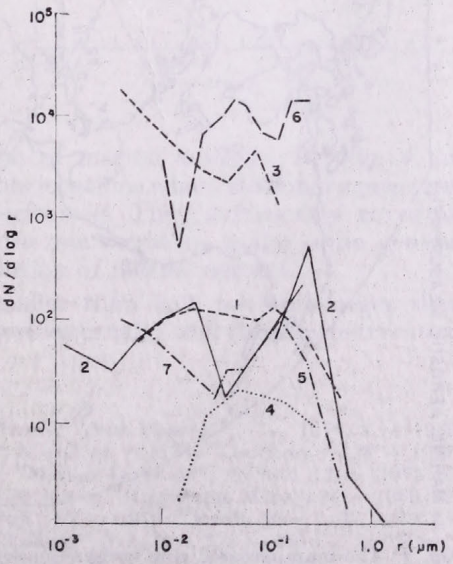


Fig. 3: Aitken nuclei size distribution reported by different authors (the total nuclei concentration – if measured — is indicated in paranthesis): *1* – *Tymen* et al., 1975 – 242 cm^{-3}; *2* – *Jaenicke*, 1978a – 370 cm^{-3}; *3* – *Sverdrup*, 1977, (*see Jaenicke*, 1978a) – 12,800 cm^{-3}; *4* – *Prahm* et al., 1976; *5* – *Mészáros A.* and *Vissy*, 1974 – 440 cm^{-3}; *6* – *Tanner* et al., 1977, (*see Jaenicke*, 1978a); *7* – *Podzimek*, 1980c – 550 cm^{-3}

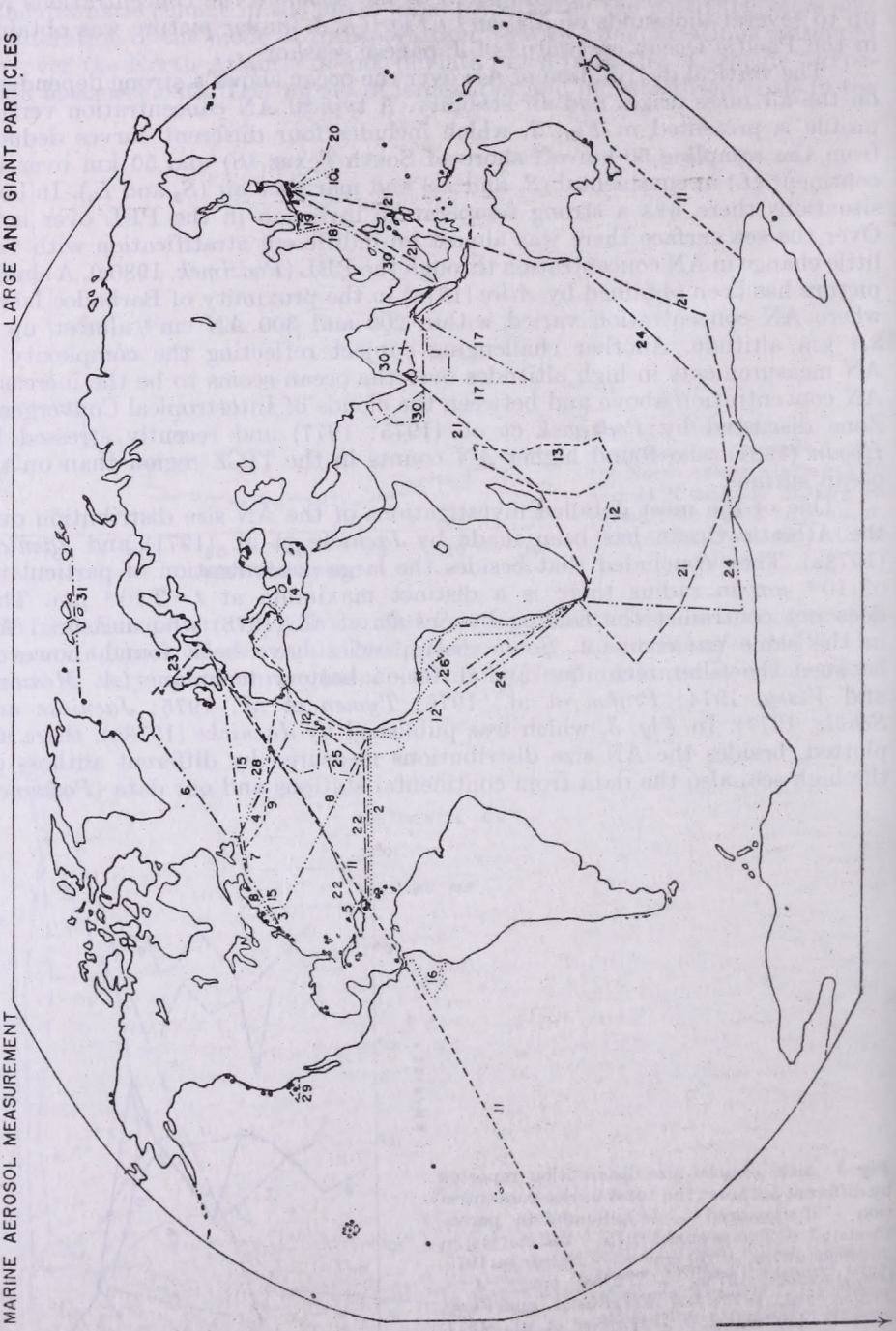


Fig. 4: The main research ship cruises (marked with lines) and the sites of stationary marine

1980c) deduced from the measurement with the diffusion battery on the South Padre Island (Texas) at very high humidity (haze or dissipating fog). Comparison of the AN size distribution curves leads to the conclusion that the curve shapes are quite different – depending on the aerosol dynamics and interaction and probably the measuring techniques – although the measured concentrations do not deviate considerably.

The size distribution of particulates with diameters larger than 0.2 μm has been done frequently during the cruises of research vessels and in rela-

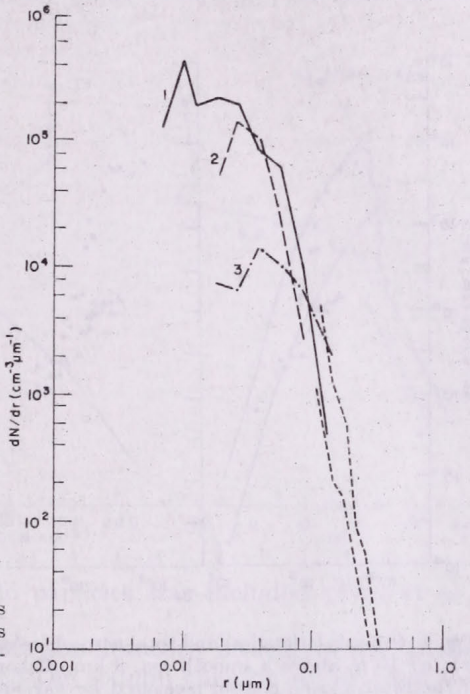


Fig. 5: Size distributions of aerosol particles measured in Norfolk, VA harbor (1), 100 miles off the New Jersey coast (2) and in the Mid-Atlantic (3). *Hoppel* (1979)

tionship with investigation of the origin of marine aerosols. In *Fig. 4* are marked the main ship cruises and with dots locations where stationary measurements of marine aerosols have been performed. They sufficiently cover all important areas on our Earth. Therefore one ought to make some general conclusions about the model size distribution of marine aerosol.

With exclusion of particle sizes smaller than 0.05 μm and larger than 5 μm, Junge's power distribution law describes usually well the size distribution

---

aerosol measurements (marked with dots). – *French:* "Jean Charcot", *1* – 1971, *9* – 1969, *25* – 1974; "James Gillis", *2* – 1972; "Gallieni", *11* and *14* – 1973; "Capricorne", *26* – 1977; "Korotneff" and "Lutin", *27* – 1973 and 74; "Marion Dufresne", *12* and *13* – 1973. – *German:* "Meteor", *22* and *23* – 1968 to 1973. – *Japanese:* "Kogoshima Maru", *17* – 1963–67 and *18* – 1967; "Hakuho Maru", *19* – 1973; "Fuji", *21* – 1970; "Ryofu Maru", *20* – 1972–74; – *Swedish:* "Ymer", *31* – 1980. – *USA:* "Trident", 3, 4, 5, 6, 7, 8 – 1970–72; "Hyes", 15, 16 – 1975; 28 – 1977. – *USSR:* "Profesor Vize", 24 – 1971–72; "Okean", 30 – 1977

of an aged mixed aerosol. Large deviations can be expected, however, in the case of one predominant source, such as sea spray. *Jaenicke* (1977) found large concetrations of very small particulates in the marine atmosphere, which is supported by other investigators as was mentioned earlier. The location of the peak around the particle radius of 0.01 μm or 0.02 μm depends upon the character of the maritime air mass (*Hoppel*, 1979). With decreasing influence of continental aerosol it is shifted from $r = 0.01$ μm to $r = 0.04$ μm *(Fig. 5)*. There seems to be also an impact of continental sources on the shape of the curve between $r = 0.005$ μm and $r = 0.05$ μm as documented by *Mészáros* and *Renoux* (1978), *Tymen* et al. (1975) and *Butor* (1980).

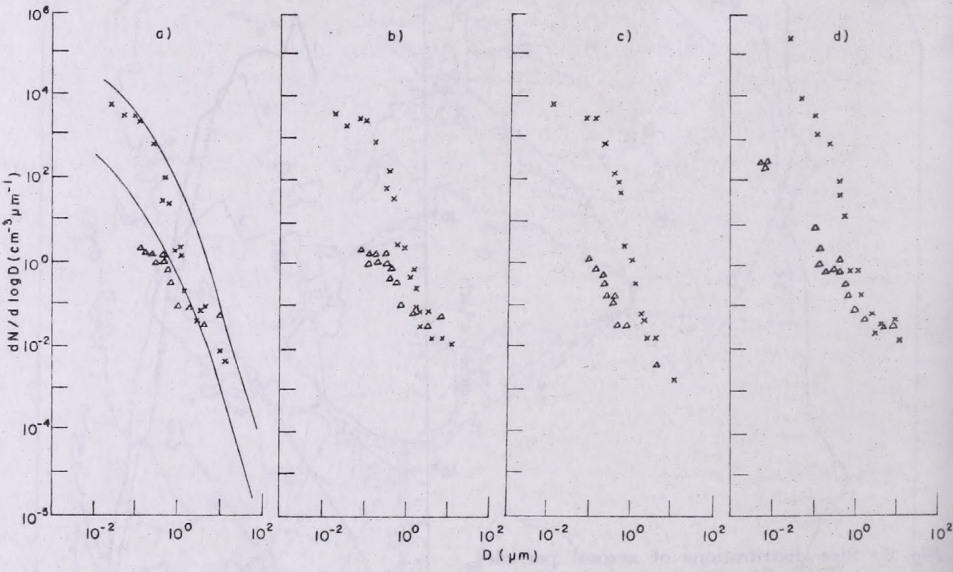


Fig. 6 : Sea salt (triangles) and total aerosol (crosses) size distributions measured by *Radke* (1977) at: *(a)* 10 m above a smooth sea, 8 km offshore – the overprinted curves repsent the bounds of the total marine aerosol measured by various authors; *(b)* at 30 m above the sea surface; *(c)* at 310 m altitude; *(d)* 15 m above a surf breaking over a harbor entrance sand bar (at a wind speed 2 m s^{-1})

On the other hand, the slope of size distribution curves for particulates with $r > 2.0$ μm deviate considerably from the ideal slope of the Junge distribution ($\beta \cong 3.0$). In the maritime atmosphere it was proven by *Podzimek* (1973), *Podzimek* and *Stampfer* (1977), *Levkov* and *Valdes* (1981) for giant sodium chloride particles and by *Schütz* and *Jaenicke* (1974) and by *Prodi* and *Fea* (1979) for Saharan dust. One of the main factors determining the value of the exponent is the wind speed and its impact on the mechanism of bubble bursting and salt particle generation. An attempt to include wind speed in the particle size distribution has been made by *Lovett* (1975).

Besides Junge's formula, the gamma distribution function (including its special case: Nukiyama – Tanassava distribution function – see e.g. *Podzimek*, 1980c) was also applied in marine aerosol studies. Deirmendjian's models for haze and dust in the marine atmosphere have been used by *Gal* (1976) and by *Wells* et al. (1976). These sophisticated models include the influence of

wind velocity, relative humidity and the change of a mixture of an ideal continental and maritime air with altitude. Another attempt to model the maritime and continental aerosol size distribution has been made by *Tomasi* and *Tampieri* (1977) who based their model on collected data from tropospheric aerosol measurements. An interesting application of a general gamma distribution function for describing the behavior of marine aerosols has been made by *Goroch* (1980). Finally, *Podzimek* (1980a) confronted the size distribution curves from the marine aerosol measurements at the seashore with Firedlander's self-preserving mechanism of aerosol production (e.g. *Friedlander* and *Hidy*, 1969) and obtained a reasonable agreement if the additional term

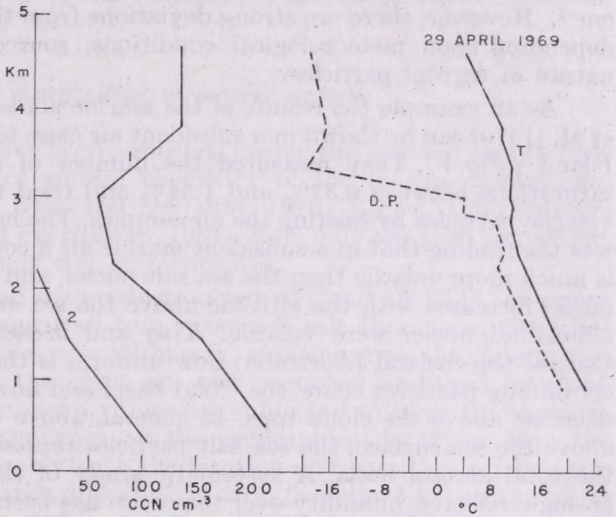


Fig. 7: Aerosol concentration vertical profile in maritime air for unheated (1) and heated (2) air samples. The sampled air was heated around 320°C. The curves of dry temperature (*T*) and dew point (*D.P.*) show the level of temperature inversion. *Dinger* et al. (1970)

for water condensation on hygroscopic particles was included (*Pich* et al., 1970).

Radke (1977) evaluated the aircraft simultaneous measurements of the size distribution of the total aerosol and the sodium chloride nuclei from 0.1 to 10 μm diameter *(Fig. 6)*. He concluded that off-shore of Washington State up to 30 m the aerosol is very well mixed, however, at an altitude of 310 m the seasalt fraction is substantially reduced (4 : 1). Further, it was apparent that almost all particles with diameters larger than 10 μm were composed of sea salt and those smaller than 0.1 μm contained a negligible sea salt fraction. *Podzimek* (1973) identified many salt nuclei with diameters smaller than 0.1 μm at the seashore of Padre Island (Texas). A similar observation has been made in the Federal Republic of Germany by *Doman* (1976) who found the concentration of sodium chloride nuclei with $d < 0.1$ μm around 10 cm^{-3} on the seashore.

The vertical distribution of sea salt particles up to 10 m above the ocean's surface has been calculated by *Toba* (1965a) and for salt nuclei with masses between 10^{-11} to 10^{-7} g up to 13 m altitude by *Chaen* (1973). The latter author found that the salt particle concentration increases linearly on a logarithmic diagram with a dimensionless parameter u^*L/ν (u^* = the friction velocity, L = the significant wavelength and ν = the kinematic viscosity of the air). *Morelli* (1968, 1977) found over the Mediterranean a considerable decrease in

sodium concentration (from 5 μgm^{-3} to 2 μgm^{-3} or from 60 μgm^{-3} to 6 μgm^{-3}) in the lowest 8 m above the sea surface and a slight decrease or constant values in the layer up to 15 m. For higher altitudes in the PBL *Toba* and *Tanaka* (1963) deduced a relationship

$$n = n_0 \exp\{-[(w/D) + (g/RT)]z\}$$

(n_0 is the particle concentration above the sea surface: $z = 0$; w is the terminal particle settling velocity; D is the eddy diffusivity; g is the acceleration in gravitational field, R is the gas constant and T is the absolute temperature). For dry adiabatic lapse conditions *Podzimek* and *Stampfer* (1977) obtained the numerical value of the expression in the broken parenthesis close to 7.0×10^{-6} cm^{-1}. However, there are strong deviations from the ideal aerosol distribution depending upon meteorological conditions, source and the physico-chemical nature of aerosol particles.

As an example the results of the marine aerosol measurements by *Dinger* et al. (1970) can be shown in a subsident air close to Puerto Rico and Barbados Island *(Fig. 7)*. They measured the number of activated nuclei for supersaturations between 0.37% and 1.54% and tried to determine the portion of volatile particles by heating the air samples. The main conclusion of this study was the finding that in a subsident marine air a considerable fraction of nuclei is much more volatile than the sea salt nuclei, and that the number of volatile nuclei increases with the altitude above the sea surface. Above the inversion almost all nuclei were volatile. *King* and *Maher* (1976) showed also over Central Queensland (Australia) how uniform is the concentration of sea salt-containing particles below the cloud base, and how steep is the concentration decrease above the cloud tops. In general, above the altitude of 2.0 – 3.0 km above the sea surface, the sea salt particles represent an insignificant part of the total aerosol mass. A systematic study of the changing aerosol spectra at high relative humidity over the ocean has been recently reported from the Texas seashore (*Podzimek*, 1980c) and over Pacific Ocean off-shore of southern California (*Noonkester*, 1981).

The formation of fog and cloud droplets is determined by the number of condensation nuclei activated at a specific supersaturation. Two main lines of research evolved during the past two decades, the goal of which is to investigate the behavior of aerosol – including marine aerosol – at different relative humidities: the study of the bulk properties of specific size groups of aerosol, and the analysis of the measured spectrum of cloud condensation nuclei with the aim to calculate the evolution of the cloud droplets. The first group yielded very interesting information on the marine aerosol in coastal regions (e.g. *Winkler* and *Junge*, 1972; *Winkler*, 1973; *Hänel* and *Bulrich*, 1978) and brought very useful information on the hysteresis in the growth of nuclei at increasing and decreasing humidities and also on the behavior of delinquescent particles in marine atmosphere (*Winkler*, 1977). The second group concentrated mainly on finding appropriate values of the "constants" C and k in the Twomey relationship between the nucleus concentration n and supersaturation S; $n = C \cdot S^k$ for specific meteorological situations, site of measurement and nuclei composition (e.g. *Fitzgerald*, 1972; *Braham*, 1974; *Goodman*, 1977; *Hoppel*, 1978; *Desalmand*, 1980). Parameters obtained from the measurements over the ocean are featured by low values of the parameter $C (< 800\ cm^{-3})$ and by k values of around 0.55, except one series of measurements made by *Hoppel* et al. (1973) over the Pacific Ocean ($k \cong 1.2$). Several articles with

the calculations of the equilibrium size of an aerosol particle as a function of its dry size, composition and ambient relative humidity have been published (e.g. *Junge* and *McLaren*, 1971; *Fitzgerald*, 1975; *Hoppel*, 1978) and a reasonable agreement with the measurement was obtained (*Hoppel*, 1978, 1979). The results of a systematic measurement of the size distribution and supersaturation spectrum of aerosols over the Atlantic Ocean and the Mediterranean were published recently by *Hoppel* (1979). He suggested an indirect method for determining the supersaturation spectrum from the measurement of the aerosol size distribution together with the measurement of the relationship between particle dry size and critical supersaturation, and obtained a good agreement with the thermal gradient diffusion cloud chamber measurement.

Chemical composition of marine aerosol

Several review articles have been published during the past ten years which deal with specific subjects of aerosol chemistry of the marine atmosphere (e.g. *Chesselet* et al., 1972a; *Duce* and *Hoffman*, 1976; *Berg* and *Winchester*, 1978; *Morelli*, 1980; *Lord* and *Pocklington*, 1981). Here only the most important discoveries and research trends will be mentioned.

Blanchard (1969) assumed the production rate of cloud nuclei in the range of $25-100\ cm^{-2}\ s^{-1}$, which can lead to a mean sea salt flux, from the total ocean surface, of 10^{10} tons per year. However, glancing over the data of the content and distribution of the giant sea salt particles published by *Toba* (1965b), one realizes that the mean values are subjected to large fluctuations during the year, and in dependence on the geographical location. Also the ratio of Cl/Na varies considerably with the location and particle size. In spite of the fact that most of the ratios differ only $\pm 20\%$ from the 1.8 corresponding to sea water, *Tsunogai* et al. (1972) and *Morelli* (1980) found values as high as 3 and 4 over the Pacific and Atlantic Ocean. On the other hand, many scientists believe that a part of Cl is converted into gaseous chlorine (e.g. *Duce*, 1969; *Buat-Menard*, 1970) which often causes lower values of the Cl/Na ratio.

TABLE I

Constituent X	(X/Na) sea water	(X/Na) marine aerosol	Mean concentration of marine aerosol (μgm^{-3})	E_x marine aerosol		
				minimum	values most frequent	maximum
Cl	1.80	1 – 4	2.5 – 70	– 0.5	0.8 – 1.2	2.5
SO_4	0.252	0.3 – 2.3	1.0 – 5.0	1.2	1.5 – 3	9
Mg	0.120	0.1 – 0.6	0.1 – 1.0	0.9 – 1	1 – 1.2	– 5
Ca	0.038	0.035 – 0.4	0.1 – 1.0	– 1	1 – 1.2	– 10
K	0.037	0.035 – 0.2	0.1 – 1.0	– 1	1 – 1.5	– 5

Other substances in the marine aerosols are subjected to the same fluctuation of ion ratios like sea salts. *Table I* was taken from the study of *Morelli* (1980). It contains the ratios for sea water, fog aerosols and the corresponding enrichment factors referred to the concentration of sodium, which represent

approximately 84% of all cations in the sea water. For chlorides the data of thefollowing authors were used: *Chesselet* et al. (1972b); *Willkniss* and *Bressan* (1972); *Willkniss* et al. (1974); *Morelli* (1968); *Buat-Menard* (1970); *Tsunogai* et al. (1972). Data on sulfates were taken from *Morelli* (1977); *Bonsang* et al. (1979); *Buat-Menard* et al. (1974); *Bonsang* (1980); *Gravenhorst* (1978). The concentrations of Mg, Ca and K were excerpted from the studies by *Morelli* (1977); *Buat-Menard* et al. (1974); *Hoffman* and *Duce* (1972); *Hoffman* (1975); *Chesselet* et al. (1975); *Willkniss* et al. (1974); *Tsunogai* et al. (1972).

Strong fluctuation and the highest enrichment show sulfates which are investigated mainly with regard to the impact of continental air pollution on the composition of marine aerosols. There seems to be several different sources of sulfates in marine particulate matter: in general, ocean can act as a source or a sink of SO_2. We assume now that it is usually a sink (e.g. *Georgii* and *Gravenhorst*, 1977), unlike for NH_3 when it may be a source. A mechanism which was suggested for the further evolution of SO_2 into sulfates is gas-to-particle conversion *via* photo-oxidation of SO_2 and heteromolecular nucleation in the presence of water vapor (e.g. *Stauffer* et al. 1973; *Takahashi* et al. 1975). This aerosol was found in the antarctic and subantarctic atmosphere by *Ono* et al. (1981) in the summer months. It was alternated mostly in winter months during the intrusion of maritime air by the aerosol composed of sea salt and ammonium sulfate aerosol (which might be the result of chemical reactions within cloud droplets in the presence of ammonia gas). *Winkler* (1980) found that aerosol particles with $r > 0.3$ μm radius contain very little free acid, unlike particles with radii between $0.1 < r < 0.3$ μm. In the Aitken nuclei region the majority of particulates contain ammonium sulfate (*Mészáros* and *Renoux*, 1978), and there is a considerable difference in their concentrations in different geographical locations: over the Atlantic Ocean ($0° < \varphi < 20°$) 69% (of the total particle concentration), the Atlantic Ocean ($\varphi > 40°$) 35%, and the Indian Ocean 18%. *Mészáros* (1982) also concluded from a comparison of the measurements of different authors that a considerable part (0.19 μgm^{-3}) of sulfate-containing particulates can be found on larger sea salt particles *(Fig. 8)*. The carrier giant particles in the marine atmosphere can also be represented by the desert dust showing a relatively high content of sulfates (0.1 g sulfate per 1.0 g of desert particles), as measured by *Mamane* et al. (1980) over the Mediterranean. The author hypothesized that the active nuclei originated through heterogeneous nucleation of SO_2 on the surface of insoluble large dust particles.

Several other mechanisms have been suggested as effective in generating SO_2 in the marine atmosphere such as the oxidation of organic sulfides (e.g. dimethyl sulfide) produced by the biological activity on the ocean surface (*Nguyen* et al., 1978; *Bonsang* et al., 1980). In coastal regions SO_2 or H_2S might be emitted by algae or other biological objects, oxidized and transformed into Aitken nuclei of a very high concentration (*Bonsang* et al., 1976; *Renoux* et al., 1977; *Renoux* et al., 1978). The attempt to prove experimentally the finding of high sulfate-to-sodium ratio in aerosols in certain ports of the ocean (e.g. Scandinavia) yielded only 10% to 30% excess compared with sea water (*Garland*, 1981).

Many studies of chemical fractionation at the ocean's surface are discussed in a review article by *Duce* and *Hoffman* (1976). There are discussed especially the goals of the SEAREX Program in the North and South Pacific in the unpolluted, well controlled area where aerosol flux experiments and studies of

the sea surface microlayer can be performed (*Duce*, 1980). Many measurements of trace metals in the Atlantic Ocean have been performed (*Hoffman* et al., 1972; *Duce* et al., 1976a; *Duce* et al., 1976b; *Hoffman* and *Duce*, 1977; *Hoffman*, 1975; *Hoffman* et al., 1977; *Hoffman* et al., 1980). The elements of Na, Al, Fe, Mn, Sc, Th and Co were found primarily on particles with radii of approximately 1 μm or greater, whereas Cu, Sn, As, Cd, Pb, Sb, Se, Hg are concentrated on particulates with radii smaller than 1 μm. These results do

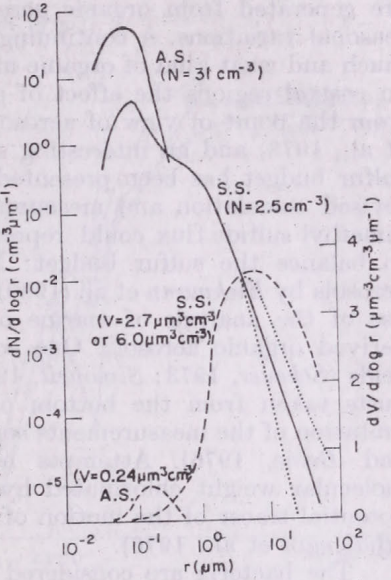


Fig. 8: Average size distribution of ammonium sulfate (A.S.) and sea salt (S.S.) particles *(A. Mészáros* and *Vissy*, 1974) plotted as a Junge's distribution and as a particle volume distribution. Dotted curves and the laver value for total salt particle volume concentration indicate the corrected data for isokinetic sampling conditions *(E. Mészáros*, 1982)

not differ basically from the findings of French scientists (*Crozat* et al., 1973; *Buat-Menard* et al., 1974; *Hoang* and *Servant*, 1974; *Chesselet* et al., 1972 and *Buat-Menard*, 1979). *Hoffman* and *Duce* (1977) proved that only the addition of natural surfactants led to an enrichment of the metals in aerosols over the seawater ratio. In other articles was studied particulate iodine in the marine atmosphere (1 – 5 ng m^{-3} – *Moyers* and *Duce*, 1972a), bromine (5 – 12 ng m^{-3} – *Moyers* and *Duce*, 1972b), phosphorus (*Graham* and *Duce*, 1979), vanadium (*Walsh* and *Duce*, 1976; *Duce* and *Hoffman*, 1976) and arsenic (*Walsh* et al., 1979a; *Walsh* et al., 1979b).

In the SEAREX Program the large scale transport of soil dust from China is investigated in a systematic way. At Enewetak Atoll (11°N; 162°E), e.g., 2.3 μg m^{-3} of soil dust was observed in April 1979 which overrides more than 100 times the normal concentration (*Duce*, 1980). This value can be compared with the earlier study by *Prospero* and *Bonatti* (1969) from the Eastern Equatorial Pacific and by *Fergusson* et al. (1970) who found dust concentrations between 0.1 and 1.0 μg m^{-3}. *Prospero* et al. (1970) measured nearly the same concentrations in the Caribbean area and traced the aerosol to an African dust storm. Similar findings were later reported by *Chester* and *Johnson* (1971), *Jaenicke* et al. (1971) and *Prospero* and *Carlson* (1972).

Much attention has been paid to organic aerosols during the past decade (reviewed by *Hahn*, 1980). Organic particulates contribute for instance 30%

to 40% to the total aerosol count on Hawaiian islands (*Parungo* et al., 1981). The investigators concentrated mainly on the presence of surface active organic material and its role in the air/sea mass transfer (*Barger* and *Garrett*, 1970 and 1976; *MacIntyre*, 1974a; *Baier* et al., 1974; *Hoffman* and *Duce*, 1974, 1977; *Russell* and *Stampfer*, 1976; *Wallace* et al., 1977; *Marty* et al., 1979). Debated is still the nature of organic material (fatty acids, lipids) which is usually concentrated on small particulates. In total, *Ketseridis* and *Eichmann* (1978) found on the west coast of Ireland 1 μg of carbon-containing material per m^3 and *Jaenicke* (1978b) concluded that most of the Aitken nuclei are generated from organic gases and therefore are subjected to daily and seasonal variations. A continuing investigation is going on to determine how much and what kind of organic material in aerosols is generated by the ocean. In coastal regions the effect of algae on nuclei production was investigated from the point of view of aerosol dynamics (*Paugam*, 1975a, 1975b; *Renoux* et al., 1978) and an interesting study on the role of dimethyl sulfide in the sulfur budget has been presented by *Nguyen* et al. (1978). According to the revised calculation and measurements performed in the Atlantic Ocean the dimethyl sulfide flux could represent more than 30% of the amount needed to balance the sulfur budget: N-alkanes were identified in ocean-derived aerosols by *Eichmann* et al. (1980). Another challenging subject seems to be the use of the analysis of marine organic sediments as a tracer of continent-derived organic aerosols. One concentrated on triterpenes and triterpenoic acids (*Scheuer*, 1973; *Simoneit*, 1974) and lipids (*Simoneit*, 1977) in the éolien dusts taken from the bottom of the Atlantic Ocean. However, the interpretation of the measurements sometimes is not void of contradictions (*Lepple* and *Brine*, 1976). Attempts have been also made to investigate high molecular weight chlorinated hydrocarbons in the marine atmosphere as a potential tracer of the motion of the polluted air coming from the continent (*Bidleman* et al., 1976).

The bacteria are considered to play a secondary but important role in the marine aerosol composition (*Carlucci* and *Williams*, 1965; *Aubert*, 1974; *Blanchard* and *Syzdek*, 1970). There is little information on this subject except rough calculation of the virus transfer and drop enrichment of bacteria and dissolved organic material (*Baylor* et al., 1977). The investigator assumed, for instance, that a surf zone 25 m wide and 100 km long would supply each second 7.5×10^{11} bacteria into the marine air advancing over the mainland.

Optical properties of marine aerosol

Marine aerosol has an important role in the propagation of optical signals and radiative transfer. The key role is the susceptibility of marine aerosol to the changes of relative humidity and the dynamics of aerosol evolution above the sea's surface (*Kasten*, 1969; *Winkler* and *Junge*, 1971 and 1972; *Hänel*, 1971 and 1972; *Tang*, 1976; *Tang* et al., 1977a, 1977b, 1978). The real and imaginary parts of the mean refractive index of specific kind of atmospheric aerosol have been investigated by *Hänel* (1968), *Fischer* (1970, 1976) in visible light, and by *Volz* (1972) for the infrared domain. *Fischer* and *Hänel* (1972) determined the mean aerosol properties—including the index of refraction during a cruise of a research vessel over the North Atlantic. The values of the real part of the index of refraction were 1.35 and 1.55, and of the imaginary part 0.003 and 0.047 for the wavelength of 0.589 μm, when the relative humid-

ity increased from 20% to 96%. An approximate formula to calculate infrared extinction for a Junge aerosol size distribution was suggested by *Fitzgerald* (1979). The agreement with measurement was good *(Fig. 9)*.

Several new trends of research of the optical properties of marine aerosol evolved: the change in mean optical properties due to the water uptake by particles composed of different salts (*Thudium*, 1978; *Hänel*, 1976, 1981) and the effect of fluctuating humidity, particulate composition and concentration

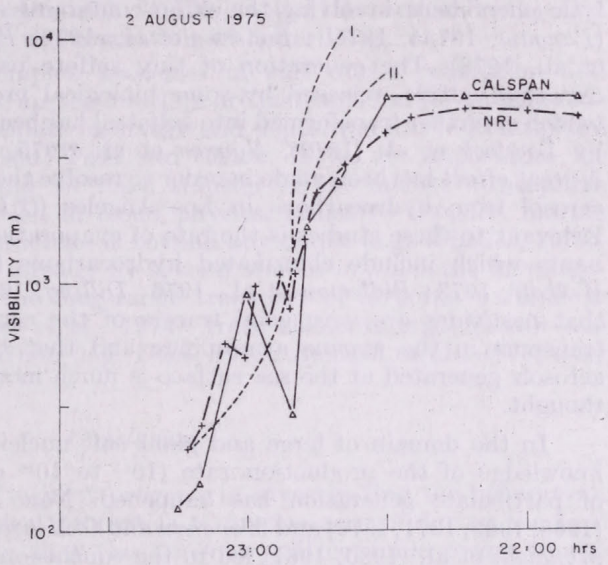


Fig. 9: Comparison of measured (triangles – by CALSPAN; crosses – by NRL) and model predicted visibilities in a maritime fog of 2 August 1975 *(Hoppel* and *Fitzgerald*, 1976; *Fitzgerald*, 1979). Two different model assumptions (I. and II.) about droplet (nuclei) behavior led almost to the same predicted onsetting of fog

on the scattering or extinction coefficient (*Fitzgerald*, 1980; *Goroch* and *Burk*, 1980). *Hänel* and *Lehmann* (1981) investigated the properties of mixed particles (composed of different mixtures of Na_2SO_4, $NaNO_3$, NH_4NO_3, $(NH_4)_2SO_4$, H_2SO_4 and sea salt) and stressed the importance of the knowledge of the particle composition for cloud droplet growth. *Hänel* and *Zankl* (1979) concluded that the water uptake of a multicomponent electrolyte solution is almost the same as the sum of the water uptakes of the separated pure components. This helps to establish simplified formulas for the prediction of a visual range at a high relative humidity (*Hänel*, 1980). Other interesting measurements of the optical properties of marine aerosols have been made recently by *Heintzenberg* (1977), *Gerber* (1979), *Hughes* (1980) and *Noonkester* (1981).

Generation and transport of marine aerosol

The mechanisms of generation and transport from the air-water interface is the subject of several review articles published recently (*Winchester* and *Duce*, 1977; *Blanchard* and *Woodcock*, 1980; *Pozdimek*, 1980b; *Morelli*, 1980; *Lord* and *Pocklington*, 1981). As several of these mechanisms were mentioned in the previous parts of this study, a brief survey should summarize the main avenues of current research.

In the domain of Aitken nuclei the main attention is paid to the kinetic models of aerosol generation and transformation (e.g. *Middleton* and *Kiang*, 1978; *Jaenicke*, 1978c; *Perrin* et al., 1980) with the emphasis on the new techniques used for ultrafine particle size determination. In coastal regions, where oceanic and polluted continental air masses interact (e.g. Los Angeles area), is accentuated the formation of new particles in the presence of an aerosol and gas-to-particle conversion in photochemical smog (*McMurry* and *Friedlander*, 1979; *Heisler* and *Friedlander*, 1977). The production of a large concentration of Aitken nuclei seems to be documented and explained by the photolytic phenomena involving the sulfur-containing substances released by algae (*Paugam*, 1975a, 1975b; *Bonsang* et al., 1976; *Paugam* et al., 1977; *Renoux* et al., 1978). The generation of tiny sulfate particles by the oxidation of dimethyl sulfide, released by some biological processes in the sea, into SO_2 (which is further transformed into sulfates) has been suggested and documented by *Lovelock* et al. (1972), *Nguyen* et al. (1975, 1977) and *Bonsang* (1980). A great effort has been made in order to resolve the formation of photochemical aerosol from hydrocarbons in Los Angeles (*O'Brien* et al., 1975a, 1975b). Relevant to these studies is the rate of evaporation of low-solubility contaminants which include chlorinated hydrocarbons (PCB, DDT) (*MacKay* and *Wolkoff*, 1973; *Bidleman* et al., 1976; *Dilling*, 1977). The main conclusion is that pesticides are very good tracers of the continental particulate matter transport in the marine atmosphere and that their interaction with other aerosols generated at the sea surface is much more important than originally thought.

In the domain of large and giant salt nuclei no dramatic change in our knowledge of the production rate (10^{15} to 10^{16} g per year) and mechanism of particulate generation has happened. New investigations by *Monahan* (1968, 1969, 1971, 1979) and *Monahan* and *O'Muircheartaigh* (1980) as well as by *Monahan* et al. (1980, 1981) led to the conclusion that whitecaps, as a source of salt nuclei, begin to appear at wind speeds larger than 3 m s^{-1} and that at a wind speed of 8 m s^{-1} about 1% of the sea is covered with whitecaps. This value indicates that, on the average, the ocean has a whitecap coverage less than originally assumed (3.5%). On the other hand, this smaller coverage is partly compensated by *Johnson*'s (1979) and *Johnson* and *Cooke*'s (1979) finding that small bubbles exist also in areas not covered by whitecaps. The basic question if jet drops (1 to 10 drops per bubble) are more important for salt nuclei production than film drops (6 mm bubble can produce up to 1,000 drops) remains still to be answered. The process depends not only on the bubble size and its hydro- and thermodynamical parameters, but also on the amount of organic carbon dissolved in the sea water (*Lee*, 1972; *Blanchard* and *Hoffman*, 1978; *MacIntyre*, 1974b). *Blanchard* and *Woodcock* (1980) discuss in detail the vertical distribution of sea salt mass concentration. They found a sea salt inversion layer around a level of 300 m with a slight increase of sea salt mass concentration up to the height of cloud base. Similar profiles both in Na and Cl concentrations were found near the Bahamas by *Gordon* et al. (1977).

The existence of sea salt concentration inversion seems to be closely related rather to the whole complex mechanism of droplet production at the sea surface, the state of their coating and its change after bubble bursting (*Garrett*, 1968, 1971; *Wallace* and *Duce*, 1975, 1978a, 1978b; *Morelli* et al., 1974; *Piotrowicz* et al., 1979), than to a standard model: in reality, to particle

sedimentation, droplet evaporation, wash-out, gas entrainment by water drops, turbulent exchange influence particle size distribution and residence time (*Monahan*, 1968; *Sehmel* and *Sutter*, 1974; *Slinn* et al., 1978; *Schütz* and *Davidson*, 1980). Two main lines of research can be found in the literature: attention is paid to a more complex modelling of the multiphase fluxes over the ocean (*Ling* et al., 1979), others investigate in detail droplet production and dispersion above the breaking waves (*Koga*, 1981a, 1981b, 1981c). The latter author showed in his experiments simulating direct droplet generation what main mechanism governs the obtained droplet spectra: turbulent diffusion is dominant for droplets with $d < 120$ μm and the vertical free motion of ejection is responsible for the generation of larger ones.

The aforementioned complex processes of salt nuclei generation and droplet transport through the air/sea interface are instrumental for understanding the large scale salt particulate exchange and deposition in the atmosphere (e.g. *Toba*, 1965a, 1965b, 1966; *Toba* and *Chaen*, 1973). Its importance for describing the particulate and air mass transfer in the marine atmosphere – with its practical application in cloud physics, radiative transfer, marine biology and environmental studies – is beyond any doubt (e.g. *Winkler*, 1977). A similar trend is indicated already by several studies in which the investigators attempted to analyze the long-range transport of airborne particulate matter to Great Britain (*Lee* et al., 1974), trace elements (e.g. *Husain* and *Samson*, 1979) or organic carbon (e.g. *Duce*, 1978; *Björseth* et al., 1979) over the ocean.

Conclusion

This survey documents a great progress in investigating the generation, transport and physico-chemical properties of marine aerosol during the past decade. One feels intuitively that this progress will continue owing to the importance of these investigations for meteorology and geology, marine biology, the study of material degradation, and the interaction with atmospheric pollutants. There is an indication that some phases of marine aerosol research will develop faster or that they will cover areas not yet sufficiently investigated:

In measuring techniques the main emphasis will be put on developing instrumentation to measure reliably the particulate concentration and size distribution down to particle sizes of 0.001 μm. These techniques will be necessary for following the whole process of gas-to-particle conversion and preferentially should include the possibility to yield some information about the chemical nature of the main ultrafine particle size classes. A standard technique will be probably used for the measurement of deliquescence properties and supersaturation spectra of large and giant particles. Attention will be paid to the statistical representativeness of the measurements of large, giant and "ultragiant" particles and to specific conditions of sampling on the ocean's surface.

The surface microlayer will be intensively investigated with regard to bubble bursting mechanism, element fractionation, fractionation of biological materials and potential impact of gaseous substances on particle generation and transformation. One will probably ask the question if the jet drop and film drop mechanisms are the only dominant ones and whether other processes (e.g. direct emission of droplets from the whitecaps or waves) are competitive

at specific atmospheric conditions. One will try to simulate as truly as possible the very complex processes at the ocean's microlayer in the laboratory.

The transport of sea salt and other particles will require more sophisticated models of the main processes governing the particle behavior in the layer up to several meters above the sea surface. This model should provide a transition into the modelling of particulate transport in the planetary boundary layer with its specific features around temperature inversions and clouds. A special approach will be used for modelling the particulate generation and transfer at the seashore. Finally, for long-range transport of particulates and the assessment of the deposited particle mass it will be very beneficial to adapt several techniques used now for plotting the trajectories of atmospheric pollutants under specific conditions prevailing in the maritime atmosphere.

Acknowledgement. The author is indebted to many of his colleagues from the U.S.A. and from abroad who supplied him with information on their current investigations. He appreciates also the able assistance of Mrs. *Vickie Maples* and *Cindy Turek* while preparing this manuscript for print.

REFERENCES

Allee, P. A., 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 947—955.

Aubert, J., 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 541—554.

Baier, R. E., Goupil, D. W., Perlmutter, S. and *Wing, R.*, 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 571—600.

Barger, W. R. and *Garrett, W. D.*, 1970: *J. Geophys. Res. 75*, 4561—4566.

Barger, W. R. and *Garrett, W. F.*, 1976: *J. Geophys. Res. 81*, 3151—3157.

Baylor, E. R., Baylor, M. B., Blanchard, D. C., Syzdek, L. D. and *Appel, C.*, 1977: *Science 198*, 575—580.

Berg, W. W. and *Winchester, J. W.*, 1978: Aerosol chemistry of marine atmosphere, *Chemical Oceanography, 7*, 2nd Ed., by *J. P. Riley* and *R. Chester*, Academic Press, London, New York, 173—226.

Bidleman, T. F., Rice, C. P. and *Olney, C. E.*, 1976: High molecular weight chlorinated hydrocarbons in the air and sea, rate and mechanisms of air/sea transfer, *Marine Pollutants Transfer*, Ed. *R. A. Duce* and *H. L. Windom*, Lexington, Massachusetts, D. C. Heath and Co.

Björseth, A., Lunde, G. and *Linkskog, A.*, 1979: *Atmos. Envir. 13*, 45—53.

Blanchard, D. C., 1969: *J. Rech. Atmos. 4*, 1—6.

Blanchard, D. C. and *Hoffman, E. J.*, 1978: *J. Geophys. Res. 83*, 6187—6191.

Blanchard, D. C. and *Syzdek, L. D.*, 1970: *Science 170*, 626—628.

Blanchard, D. C. and *Woodcock, A. H.*, 1980: The production concentration, and vertical distribution of the sea-salt aerosol, *Annals New York Acad. Sci. 338*, 330—347.

Bonsang, B., 1980: *Le cycle atmosphérique du soufre d'origine marine*, Thèse de doctorat d'état, Université de Picardie.

Bonsang, B., Nguyen, B. C., Gaudry, A. and *Lambert, G.*, 1979: Sulfate enrichment in marine aerosols due to biogenic gaseous sulfur compounds, Paper Presented at the *CACGP Symposium on Trace Gases and Aerosols*, Boulder, USA, August, 1979.

Bonsang, R., Nguyen, B. C., Gaudry, A. and *Lambert, G.*, 1980: *J. Geophys. Res. 85*, 7410—7416.

Bonsang, B., Nguyen, B. C. and *Paugam, J. Y.*, 1976: *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie D, 283*, 1285—1289.

Braham, R. R., 1974: Information content of CCN spectra vs. measments at single supersaturation, *Preprints Conf. on Cloud Physics*, Tucson, October; AMS, Boston, 9—12.

Buat-Menard, P., 1970: *Contribution à l'étude du cycle géochimique du chlore d'origine marine*, Thèse de doctorat 3ème cycle, Faculté des Sciences, Paris.

Buat-Menard, P., 1979: *Influence de la retombée atmosphérique sur la chimie des métaux en trace dans la matière en suspension de l'Atlantique Nord*, Thèse de doctorat d'état, Université de Paris, VII.

Buat-Menard, P., Morelli, J. and *Chesselet, R.*, 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 661—673.

Burckhardt, H. and *Flohn, H.*, 1939: *Die atmosphärischen Kondensations-Kerne in ihrer physikalischen und klimatologischen Bedeutung*, J. Springer, Berlin.

Butor, J. F., 1980: *Contribution à l'étude de l'aerosol atmosphérique en zones urbaine, maritime et océanique*, Thèse de doctorat, University of Brest, July, 130.

Carlucci, A. F. and *Williams, P. M.*, 1965: *J. du Conseil Cons. Perma. Int. Explor. Met. 30*, 28—33.

Chaen, M., 1973: Studies on the production of sea-salt particles on the sea surface, *Mem. Fac. Fisheries, Koaoshima Univ. 22*, 49—107.

Chesselet, R., Buat-Menard, P. and *Lesty, M.*, 1975: *Trace element chemistry in aerosols over Eastern Tropical Atlantic*, Progress Report, Midlante „Jean Charcot" Cruise 1974, CFR/CNRS, Gif-sur-Yvette.

Chesselet, R., Morelli, J. and *Buat-Menard, P.*, 1972a: *J. Geophys. Res. 77*, 5116—5131.

Chesselet, R., Morelli, J. and *Buat-Menard, P.*, 1972b: Some aspects of the geochemistry of marine aerosols, *The changing chemistry of the Oceans, Proc. 20th Nobel Simp., Aspenäsgarden, 1971*, Sweden, Ed. by *B. Dyrssen* and *D. Jagner*, Stockholm, 93—114.

Chester, R. and *Johnson, L. R.*, 1971: *Nature 229*, 105—107.

Crozat, G., Domergue, J. L., Bogui, V. and *Fontan, J.*, 1973: *Atmos. Envir. 7*, 1103—1106.

Désalmand, F. Baudet, J., and *Serpolay, R.* 1980: *J. Res. Atmos. 14*, 207—215.

Dilling, W. L., 1977: *Envir. Sci. Technol. 11*, 405—409.

Dinger, J. E., Howell, H. B. and *Wojciechowski, T. A.*, 1970: *J. Atmos. Sci. 27*, 791—797.

Doman, M. H., 1976: On the size spectrum of sea-salt nuclei as determined with the Sartorius scintillation counter, *Aerosols in Naturwissenschaft, Medizin und Technik, 4*, Tagung GAF, 106—111.

Duce, R. A., 1969: *J. Geophys. Res. 74*, 4597—4599.

Duce, R. A., 1978: *Pageoph. 116*, 244—273.

Duce, R. A., 1980: *Sea/air exchange of pollution and natural substances : The Searex Program*, Sepc. Envir. Rep. No. 14, WMO., No. 549, Geneva, 235—242.

Duce, R. A. and *Hoffman, E. J.*, 1976: *Ann. Rev. Earth Planet Sci. 4*, 187—228.

Duce, R. A., Hoffmun, G. L., Ray, B. J., Fletcher, I. S., Wallace, G. T., Fashing, J. L. Sr., Piotrowicz, R., Walsh, P. R., Hoffman, E. J., Miller, J. M. and *Heffter, J. L.*, 1976a: Trace metals in the marine atmosphere: sources and fluxes, *Marine pollutants transfer*, ed. *R. A. Duce* and *H. L. Windom*, Lexington, Massachussets: D. C. Heath and Co.

Duce, R. A., Ray, B. J., Hoffman, G. L. and *Walsh, P. R.*, 1976b: *Geophys. Res. Letters 3*, 339—342.

Eichmann, R., Ketseridis, G., Schebeske, G., Jaenicke, R., Hahn, J., Warneck, P. and *Junge, E.*, 1980: *Atmos. Envir. 14*, 695—703.

Fergusson, W. S., Griffin, J. J. and *Goldberg, E. D.*, 1970: *J. Geophys. Res. 75*, 1137—1139.

Fischer, K., 1970: *Beitr. Phys. Atmos. 43*, 244—254.

Fischer, K., 1976: *Tellus 13*, 266—274.

Fischer, K. and *Hänel, G.*, 1972: Bestimmung physikalischer Eigenschaften atmosphärischer Aerosolteilchen über dem Atlantik, *"Meteor" Forsch. Erg. B. 8*, 59—62.

Fitzgerald, J. W., 1972: *A study of the initial phase of cloud drop growth by condensation ; comparison between theory and observation*, Tech. note 44, Cloud Physics Laboratory, Univ. of Chicago, June.

Fitzgerald, J. W., 1975: *J. Appl. Meteor. 14*, 1044—1049.

Fitzgerald, J. W., 1979: *J. Appl. Meteor. 18*, 931—939.

Fitzgerald, J. W., 1980: *Atmos, Envir. 14*, 71—77.

Friedlander, S. K. and *Hidy, G. M.*, 1969: New concepts in aerosol size spectrum theory, *Proc. 7-th Int. Conf. Condens. Ice Nuclei, Prague-Vienna, 1969*, Academia, Prague, 21—25.

Gal, G., 1976: *Particulate cloud diagnostics with optical measurements (mathem. model)*, Lockheed Palo Alto Research Laboratory, LMSC-D502379, April.

Garland, J. A., 1981: *Atmos. Environ. 15*, 787—791.

Garrett, W. D., 1968: *J. Geophys. Res. 73*, 5145—5150.

Garrett, W. D., 1971: Impact of natural and man-made surface films on the properties of the air-sea interface. In: *The changing chemistry of the Oceans, Proc. 20-th Nobel Symp., Aspenasgärden*, Sweden, Editor: *D. Dyrssen* and *D. Jagner*, Stockholm, 75—91.

Georgii, H. W., 1975: Recent research on atmospheric cloud nuclei, *Proc. 8th Int. Conf. on Nucleation, Leningrad*, Gidrometizdat, Moscow, 398—403.

Georgii, H. W. and *Gravenhorst, G.*, 1977: *Pure and Appl. Geophys. (Pageoph) 115*, 503—511.

Gerber, H. E., 1979: *J. Atmos. Sci. 36*, 2502—2523.

Goodman, J., 1977: *J. Appl. Meteor. 16*, 1056—1067.

Gordon, C. M., Jones, E. C. and *Larson, R. E.*, 1977: *J. Geophys. Res. 82*, 988—990.

Goroch, A. K., 1980: Calculation of gamma function parameters from aerosol size distribution measurements, *Preprint 2nd Conf. Coastal Meteorology*, Los Angeles, AMS, Boston, Jan.

Goroch, A. K. and *Burk, S. D.*, 1980: Height dependent stability effects on optical propagation in the marine planetary boundarry layer, *Aerosols in science, medicine and technology 8*, GAF, Schmallenberg, 178—183.

Grabovski, R. I., 1956: *Atmosfernye iadra kondensatsii*, (Atmospheric condensation nuclei), Gidrometizdat, Leningrad.

Graham, W. F. and *Duce, R. A.*, 1979: *Geochim. et Cosmochim. Acta, 43*, 1195—1208.

Gravenhorst, G., 1978: *Atmosph. Envir. 12*, 707—713.

Hahn, J., 1980: *Annals New York Acad. Sci. 338*, 359—376.

Hänel, G., 1968: *Tellus 20*, 371—379.

Hänel, G., 1971: *Beitr. Phys. Atmosph. 44*, 137—167.

Hänel, G., 1972: *Aerosol Sci. 3*, 377—386.

Hänel, G., 1976: *Advances is Geophysics 19*, 73—188.

Hänel, G., 1980: *Beitr. Phys. Atmosph. 53*, 539—541.

Hänel, G., 1981: *Beitr. Phys. Atmosph. 54*, (to be published).

Hänel, G. and *Bulrich, K.*, 1978: *Beitr. Phys. Atmosph. 51*, 129—138.

Hänel, G. and *Lehmann, M.*, 1981: *Beitr. Phys. Atmosph. 54*, 57—71.

Hänel, G. and *Zankl, B.*, 1979: *Tellus 31*, 478—486.

Heintzenberg, J., 1977: Light scattering and the atmospheric aerosol over the Atlantic, "*Meteor*" *Forsch.-Ergebnisse, R. B. 12*, 1—9.

Heisler, S. L. and *Friedlander, S. K.*, 1977: *Atmos. Envir. 11*, 157—168.

Hoang, Chi Trach and *Servant, J.*, 1974: *J. Rech. Atmosph.* 8, 791—805.

Hoffman, E. J., 1975: *Chemical fractionation at the air sea interface: alkali and alkaline earth metals and total organic carbon*, Ph.D. Thesis, Univ. of Rhode Island, USA.

Hoffman, G. L. and *Duce, R. A.*, 1972: *J. Geophys. Res. 77*, 5161—5169.

Hoffman, E. J. and *Duce, R. A.*, 1974: *J. Geophys. Res. 79*, 4474—4477.

Hoffman, E. J. and *Duce, R. A.*, 1977: *Geophys. Res. Lett. 4*, 449—452.

Hoffman, G. L., Duce, R. A. and *Hoffman, E. J.*, 1972: *J. Geophys. Res. 77*, 5322—5329.

Hoffman, E. J., Hoffman, G. L. and *Duce, R. A.*, 1980: *J. Geophys. Res. 85*, 5499—5502.

Hoffman, E. J., Hoffman, G. L., Fletcher, I. S. and *Duce, R. A.*, 1977: *Atmos. Environ. 11*, 373—377.

Hogan, A. W., 1981: (Private Communication) — Chapter V in the *Final Report to the GASP.*

Hogan, A. W., Bishop, J. M., Aymer, A. L., Harlow, B. W., Klepper, J. C. and *Lupo, G.*, 1967: *J. Appl. Meteor. 6*, 726—727.

Hogan, A. W., Mohnen, V. A. and *Schaefer, V. J.*, 1973: *J. Atmos. Sci, 30*, 1455—1460.

Hoppel, W. A., 1978: Relationship between dry aerosol size, critical supersturation and size at high relative humidity, *Preprints Conf. on Cloud Physics and Atmos. Electricity*, Issaquah, July—August, 16—19.

Hoppel, W. A., 1979: *J. Atmos. Sci. 36*, 2006—2015.

Hoppel, W. A., Dinger, J. E., Ruskin, R. E., 1973: *J. Atmos. Sci. 30*, 1410—1420.

Hoppel, W. A. and *Fritzgerald, S. W.*, 1976: Measurament of CCN spektra at low supersaturations in relation to fog formation of the coast of Nova Scotina. *Proc. Sympos.on Radiation in the Atmosphere*, Garmisch-Partenkirchen, Science Press, Princeton, N. J., 62—64.

Hughes, H. G., 1980: *J. Appl. Meteor. 19*, 803—808.

Husain, L. and *Samson, P. J.*, 1979: *J. Geophys. Res. 84*, 1237—1240.

Jaenicke, R., 1977: The size distribution of Aitken nuclei in background aerosols. *Abstr. Conf. on Atmos. Aerosols, Cond. and Ice Nuclei*, Galway, 131.

Jaenicke, R., 1978a: Aitken particle size distribution in the Atlantic North East trade winds, "*Meteor*" *Forsch.-Ergebnisse, R. B. 13*, 1—9.

Jaenicke, R., 1978b: *Pageoph. 116*, 283—292.

Jaenicke, R., 1978c: *Ber. Bunsen-Ges. F. Phys. Chemie 82*, 1198—1202.

Jaenicke, R., Junge, C. and *Kanter, H. J.*, 1971: Messungen der Aerosolgrössenverteilungen über dem Atlantik. "*Meteor*" *Forsch.-Ergebn. B. 7*, 1—54.

Jaenicke, R. and *Schütz, L.* 1977: *Tellus, 29*, 189—190.

Johnson, B., 1979: Ph. D. Thesis, Dalhousie Univ., Halifax, Nova Scotia.

Johnson, B. D. and *Cooke, R. C.*, 1979: *J. Geophys. Res. 84*, 3761—3766.

Junge, C. E., 1963: *Air chemistry and radioantivity*, Academic Press, New York and London.

Junge, C. E., 1969: The physical and chemical properties of atmospheric aerosols and their celation to condensation processes, *7th Int. Conf. Condens. and Ice Nuclei, Prague-Vienna, Sept. 1969;* published in Supplem. Volume of the Proc., Academia-Prague, 1971.

Junge, C. E., 1972: Our knowledge in the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment, *J. Geophys, Res. 77*, 5183—5200.

Junge, E. and *McLaren, E.*, 1971: *J. Atmos. Sci. 28*, 382—390.

Kasten, F., 1969: *Tellus 21*, 631—635.

Ketseridis, G. and *Eichmann, R.*, 1978: *Pageoph. 116*, 274—282.

King, W. D. and *Maher, C. T.*, 1976: *Tellus 27*, 11—23.

Koga, M., 1981a: On the bubble entrainment by wind wave breaking, submitted to *Tellus*.

Koga, M., 1981b: *Sci. Rep. Tohoku Univ. s. 5*, 28.

Koga, M., 1981c: Direct production of droplets from breaking wind waves — its observation by a multi-colored overlapping exposure photographing technique, *Tellus* (in press).

Landsberg, H., 1938: Atmospheric condensation nuclei, *Ergebn. Kosm. Physik 3*, 155—252.

Lee, T. M. S., 1972: *An investigation of the effect of bubble age and organic contamination of the ejection height and size of jet drops*, Master's Thesis, State Univ. of New York, Albany.

Lee, R. E., Caldwell, J., Akland, G. G. and *Fankhauser, R.*, 1974: *Atmos. Envir. 8*, 1095—1109.

Lepple, F. K. and *Brine, C. J.*, 1976: *J. Geophys. Res. 81*, 1141—1147.

Levkov, L. and *Valdes, M.*, 1981: A study of maritime aerosol in a tropical region, *IAMAP, Hamburg, Programs and Abstracts*, August, p. 45.

Ling, S. C., Kao, T. W. and *Saad, A.*, 1979: The role of micro-water droplets in the transport of heat and moisture from the ocean and lake, *JASCE* (in press).

Lord, G. and *Pocklington, R.*, 1981: Composition chimique de l'atmosphère en hydrocarbures terrigènes et transfert de ces composés à l'interface air-océan, *J. Rech. Atmos. 15*, 53—79.

Lovelock, J. E., Maggs, R. J. and *Rasmussen, R. A.*, 1972: *Nature 237*, 452—453.

Lovett, R. F., 1975: *The occurrence of airborne sea salt and its meteorological dependence*, Thesis, Heriot-Watt Univ., United Kingdom.

MacIntyre, F., 1974a: Chemical fractionation and sea-surface microlayer processes. In *The Sea 5*, ed. by *E. D. Goldberg*, Wiley-Interscience, p. 245—299.

MacIntyre, F., 1974b: *J. Rech Atmos. 8*, 515—527.

MacKay, D. and *Wolkoff, A.*, 1973: *Envir. Sci. Technol. 7*, 611—614.

Mamane, Y., Ganor, E. and *Donagi, A. E.*, 1980: *Water air, soil pollution 14*, 29—43.

Marty, J. C., Saliot, A., Buat-Menard, P., Chesselet, R. and *Hunter, K. A.*, 1979: *J. Geophys. Res. 84*, 5707—5716.

Mason, B. J., 1971: *The physics of clouds*, Clarendon Press, Oxford, 2nd edition (1st ed., 1957),

McMurry, P. H. and *Friedlander, S. K.*, 1979: *Atmos. Environment 13*, 1635—1651.

Mészáros, A. and *Vissy, K.*, 1974: *J. Aerosol Sci. 5*, 101—109.

Mészáros, E., 1982: On the atmospheric input of sulfur into the ocean. To be published in *Tellus* vol. *34*.

Mészáros, E. and *Renoux, A.*, 1978: *Pollution Atmosph. 79*, 177—181.

Middleton, P. and *Kiang, C. S.*, 1978: *J. Aerosol Sci. 9*, 359—385.

Monahan, E. C., 1968: *J. Geophys. Res. 73*, 1127—1137.

Monahan, E. C., 1969: *J. Atmos. Sci. 26*, 1026—1029.

Monahan, E. C., 1971: *J. Phys. Oceanography 1*, 139—144.

Monahan, E. C., 1979: Whitecapping, a manifestation of air-sea interaction with implications for remote sensing. *Proceedings, Workshop on Processes in Marine Remote Sensing, Primars-1*, University of South Carolina Press, Columbia (in press).

Monahan, E. C., Bowyer, P. A., Doyle, D. M., Fitzgerald, M. P., O'Muircheartaigh, I. G., Spillane, M. C. and *Taper, J. J.*, 1981: *Whitecaps and the marine atmosphere*, Annual Report, Univ. College, Galway, 1981, 1—114.

Monahan, E. C., O'Regan, B. O. and *Doyle, D. M.*, 1980: *The influence of whitecaps on the marine atmosphere*, Annual Report, Univ. College, Galway, 1—123.

Monahan, E. C. and *O'Muircheartaigh*, 1980: *J. Phys. Oceanography 10*, 2094—2099.

Morelli, J., 1968: *Contribution à l'étude de la composition des aérosols formés à la surface de la mer; leur rôle dans les échanges de matière entre l'océan, l'atmosphère et le continent.* Thése de doctorat 3-*ème* cycle, Faculté des Sciences, Paris.

Morelli, J., 1977: *Contribution á l'étude du cycle atmosphérique du potassium marin*, Thése de doctorat d'état, Univ. de Paris VI.

Morelli, J., 1980: Données sur les échanges de matière à l'état particulaire à l'interface air-mer: *Implacations géochimiques, océanis 6*, 2.

Morelli, J., Buat-Menard, P. and *Chesselet, R.*, 1974: *J. Rech. Atmosph. 8*, 961—986.

Moyers, J. L. and *Duce, R. A.*, 1972a: *J. Geophys. Res. 77*, 5229—5238.

Moyers, J. L. and *Duce, R. A.*, 1972b: *J. Geophys. Res. 77*.

Nguyen, B. C., Bonsang, B., Gaudry, A. and *Lambert, G.*, 1977: Oxidation processes of sulfure components in the marine atmosphere: paper presented at the *IAGA/IAMAP Joint Assembly, Seattle*, USA, August 22—September 3, 1977.

Nguyen, B. C., Bonsang, B., Lambert, G. and *Pasquier, J. L.*, 1975: *Pure and Applied Geophysics (Pageoph). 123*, 489—500.

Nguyen, B. C., Gaudry, A., Bonsang, B. and *Lambert, G.*, 1978: *Nature 275*, 637—639.

Noonkester, V. R., 1981: Aerosol size spectra in a convective marine layer with stratus: results of airborne measurements near San Nicolas Island, California; Submitted to *J. Appl. Meteor.*

O'Brien, R. J., Holmes, J. R. and *Bockian, A. H.*, 1975a: *Envir. Sci. Technol. 9*, 568–576.

O'Brien, R. J., Crabtree, J. H., Holmes, J. R., Hoggan, M. C. and *Bockian A. H.*, 1975b: *Envir. Sci. Technol. 9*, 577–582.

Ono, A., Ito, T. and *Iwai, K.*, 1981: A note on the origin and nature of the Antarctic aerosol, prepared for publication.

Parungo, F., Nagamoto, C., Schnell, R., Nolt, I., Nickerson, E. and *Caldwell, W.*, 1981: *Hawaii mesoscale energy and climate project (HAMEC)—III. Atmospheric aerosol and cloud microphysics measurements.* U. S. Dept. of Commerce, NOAA, Envir Res. Labor., Boulder, March.

Paugam, J.-Y., 1975a: *C. R. Acad. Sci. Paris 280*, 821–824.

Paugam, J.-Y., 1975b: *J. Rech. Atmos. 9*, 67–75.

Paugam, J.-Y., Nguyen, B. C., Bonsang, B. and *Fongang, S.*, 1977: *Chemosphère 6*, 333–339.

Perrin, M. L., Madelaine, G. and Renoux, A., 1980: Evolution of fine particles naturally generated in a marine atmosphere, *Aerosols in Science, Medicine and Technology 8*, GAEF, Schmallenberg, 204–210.

Petrenchuk, O. P., 1979: *Eksperimentalnye issledovania atmosfernogo aerozolia*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

Pich, J., Friedlander. S. K. and *Lai, F. S.*, 1970: *Aerosol Sci. 1*, 115–126.

Piotrowicz, S. R., Duce, R. A., Fasching, J. L. and *Weisel, C. P.*, 1979: *Marine Chemistry 7*, 307–324.

Podzimek, J., 1973: *J. Rech. Atmos. 7*, 137–152.

Podzimek, J., 1980a: Seashore aerosol at high relative humidity, *2nd Conf. on Coastal Meteor.* Preprint Vol. Los Angeles, Jan., AMS, 29–135.

Podzimek, J., 1980b: Advances in marine aerosol research, *J. Res. Atmos. 14*, 35–61.

Podzimek, J., 1980c: *The role of sea salt nuclei in the formation of precipitation in warm clouds*, Tech. Rep. AG–10 GCCPR, Univ. of Missouri-Rolla, 110.

Podzimek, J., Sedlacek, W. A. and *Haberl, J. B.*, 1975: *Peculiarities in Aitken nuclei counts in the tropical and subtropical stratosphere*, Tech. Rep. GCCPR, Univ. of Missouri, Rolla, Nov.

Podzimek, J., Sedlacek W. A. and *Haberl, J. B.*, 1977: *Tellus 29*, 116–127.

Podzimek, J. and *Stampfer, J. F.*, 1977: *Vertical distribution of marine aerosols above the seashore*, Tech. Rep. No. AG–7 GCCPR, Univ. of Missouri-Rolla.

Prahm, L. P., Torp, U. and *Stern, R. M.*, 1976: *Tellus, 28*, 355–372.

Prodi, F. and *Fea, G.*, 1979: *J. Geophys. Res. 84*, 6951–6960.

Prospero, J. M. and *Bonatti, E.*, 1969: *J. Geophys. Res. 74*, 3362–3371.

Prospero, J. M., Bonatti, E., Schubert, C. and *Carlson, T. N.*, 1970: *Earth and Planet Sci. Let. 9*, 287–293.

Prospero, J. M. and *Carlson, T. N.*, 1972: *J. Geophys. Res. 77*, 5255–5265.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation*, D. Reidel, Dordrecht.

Radke, L. F., 1977: Marine aerosol: Simultaneous size distributions of the total aerosol and the sea salt fraction from 0.1 to 10 micron diameter, *Proc. 9-th Int. Conf. on Atmos. Aerosols*, Cond. and Ice Nuclei, Galway (pub. 1981).

Renoux, A., Paugam, J. Y. and *Madelaine, G.*, 1978: Phenomènes photolytiques de création d'aerosols en bord de mer. In *Aerosole in Naturwissenschaft, Medizin und Technik — Dynamik und Nachweis Ultrafiner Aerosole*, Jahreskongress der GAF, Wien, 15–20.

Renoux, A., Paugam, J. Y., Madelaine, G., Fongang, S., 1977: A production of very high condensation nuclei concentration at a tidal seashore, *Abstr. 9th Int. Conf. on Atmos. Aerosols, Cond. and Ice Nuclei*, Galway.

Russel, C. A. and *Stampfer, J. F.*, 1976: The dependence on particle size of the organic content of marine aerosols, Paper presented at the *Annual Meeting of the Missouri Academy of Science*, Rolla, April 23–24.

Schaefer, V. J., 1972: *J. Rech. Atmos. 37*, 507–518.

Scheuer, P. J., 1973: *Chemistry of marine natural products*, Academic Press, New York.

Schultz, A., Fritz G. and *Schumann, G.*, 1978: Size distribution of Aitken-nuclei over the North Atlantic Ocean. "*Meteor*" *Forsch.-Ergebn. B. 13*, 10–13.

Schütz, L. and *Davidson, K. L.*, 1980: Observation results on the influence of stability on surface layer marine aerosol concentrations, *Aerosols in Science, Medicine and Technology 8*, GAF, Schmallenberg, 211–216.

Schütz, L. and *Jaenicke, R.*, 1974: *J. Appl. Meteor. 13*, 863–870.

Schmel, G. A. and *Sutter, S. L.*, 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 911–920.

Simoneit, B. R. T., 1974: *Chem. Oceanography 7*, 233–311.

Simoneit, B. R. T., 1977: *Mar. Chem. 5*, 443–464.

Slinn, W. G., Hasse, L., Hicks, B. B., Hogan, A. W., Lat, D., Liss, P. S., Munnich, K. O., Sehmel, G. A. and *Vittori, O.*, 1978: *Atmos. Envir. 12*, 2055–2087.

Stauffer, D., Mohnen, V. A. and *Kiang, C. S.*, 1973: *J. Aerosol Sci. 4*, 461–471.

Tahahaski, K., Kasahara, M. and *Itoh, M.*, 1975: *J. Aerosol Sci. 6*, 45–56.

Tang, I. N., 1976: *J. Aerosol Sci. 7*, 361—371.
Tang, I. N., Munkelwitz, H. R., Davis, J. G., 1977a: *J. Aerosol Sci. 8*, 149—159.
Tang, I. N., Munkelwitz, H. R., 1977b: *J. Aerosol Sci. 8*, 321—330.
Tang, I. N., Munkelwitz, H. R., Davis, J. G., 1978: *J. Aerosol Sci. 9*, 505—511.
Thudium, J., 1978: *Pageoph. 116*, 130—148.
Toba, Y., 1965a: *Tellus 17*, 365—382.
Toba, Y., 1965b: *Tellus 17*, 131—145.
Toba, Y., 1966: *Tellus 18*, 132—145.
Toba, Y. and *Chaen, M.*, 1973: *Rec. Oceanogr. Works in Japan 12*, 1—11.
Toba, Y. and *Tanaka, M.*, 1963: *J. Met. Soc. Japan 41*, 135—144.
Tomasi, C., Tampieri, F., 1977: *Tellus 29*, 66—73.
Tsunogai, S., Saito, O., Yamada, K. and *Nakaya, S.*, 1972: *J. Geophys. Res. 77*, 5283—5292.
Twomey, S., 1977: *Atmospheric Aerosols*, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam.
Tymen, G., Butor, J. F., Renoux, A. and *Madelaine, G.*, 1975: *Chemosphère 4*, 357—360.
Volz, F. E., 1972: *Appl. Optics 11*, 755—759.
Wallace, G. T., Jr. and *Duce, R. A.*, 1975: *Mar. Chem. 3*, 157—181.
Wallace, G. T., Jr. and *Duce, R. A.*, 1978a: *Deep-Sea Res. 25*, 827—835.
Wallace, G. T., Jr. and *Duce, R. A.*, 1978b: *Limnol. Oceanogr. 23*, 1155—1167.
Wallace. G. T., Jr., Hoffman, G. L. and *Duce, R. A.*, 1977: *Mar. Chem. 5*, 143—170.
Walsh, P. R. and *Duce, R. A.*, 1976: *Geophys. Res. Let. 3*, 375—378.
Walsh, P. R., Duce, R. A. and *Fasching, J. L.*, 1979a: *J. Geophys. Res. 84*, 1710—1718.
Walsh, P. R., Duce, R. A. and *Fasching, J. L.*, 1979b: *J. Geophys. Res. 84*, 1719—1726.
Wells, W. C., Gal, G. and *Munn, M. W.*, 1976: *Aerosol distribution in maritime air and predicted scattering coefficient in the infrared*, LMSC/D45789 Lockheed, Palo Alto Res. Lab, June.
Willkniss, P. E. and *Bressan, D. J.*, 1972: *J. Geophys. Res. 77*, 5307—5315.
Willkniss, P. E., Bressan, D. J., Carr, R. A. and *Larson, R. E.*, 1974: *J. Rech. Atmos. 8*, 883—893.
Winchester, J. W. and *Duce, R. A.*, 1977: The air-water interface: particulate matter exchange across the air-water interface, In *Fate of pollutants in the air and water environment, Part 1, 8*, Ed. I. H. Suffet, John Wiley and Sons, Inc., New York, 27—47.
Winkler, P., 1973: *J. Aerosol Sci. 4*, 373—387.
Winkler, P., 1975: *Geoph. Res. Let. 2*, 45—48.
Winkler, P., 1977: On production rates in marine aerosols, In *Radiation in the Atmosphere*, 50—53, Sci. Press, Princeton.
Winkler, P., 1980: *J. Geophys. Res. 85*, 4481—4486.
Winkler, P. and *Junge, C.*, 1971: *J. Appl. Meteor. 10*, 159—163.
Winkler, P. and *Junge, C.*, 1972: *J. Rech. Atmos. 6*, 617—638.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982, március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Airborne measurements of cloud condensation nuclei active at supersaturations $\leq 0.15\%$

E. E. HINDMAN*, *Research Institute of Colorado, Fort Collins, CO 80526, U.S.A. and* P. C. SINCLAIR, *Dept. Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523, U.S.A.*

Repülőgépes mérések az $S_c \leq 0{,}15\%$ *túltelítettségénél aktivizálódó felhő-kondenzációs magvak (CCN) tanulmányozására.* Aeroszol részecske (0,09 – 7,5 μm átmérő) és felhő-kondenzációs mag (0,02 – 0,14% túltelítettség) méréseket végeztünk a tenger fölött a határrétegen belül és fölötte, valamint mértük egy stratus felhő cseppspektrumát California partjain kívül, 1980 szeptemberében. A mérések célja az volt, hogy meghatározzuk a CCN koncentráció változását a magassággal a tenger fölött, az oldódó anyag frakciót a CCN-ben, valamint a maximális túltelítettséget a felhőn belül. Azt találtuk, hogy mind a CCN koncentráció, mind az oldódó frakció a CCN-ben csökkent a magassággal a határrétegen belül, ami a CCN óceáni eredetére utal. A maximális túltelítettség a vizsgált felhőben ~0,1% volt, ami azt jelenti, hogy a stratus felhők képződésekor a 0,15%-nál kisebb túltelítettségen aktivizálódó részecskék jelentős szerepet játszanak.

*

Airborne measurements of cloud condensation nuclei active at supersaturations $\leq 0.15\%$. Aerosol particle (0.09 to 7.5 μm diameter) and cloud condensation nucleus (0.02 to 0.14% supersaturation) measurements were obtained within and above the marine boundary layer, and stratus cloud droplet measurements were obtained within the boundary layer offshore of southern California during September 1980. The purpose of the measurements was to determine the vertical variations of the CCN above the sea, the fraction of soluble material in the CCN, and the maximum supersaturations within the clouds. It was found that both the concentrations of the CCN and the fraction of soluble material in the CCN decreased with increasing altitude in the boundary layer indicating an oceanic source for the CCN. The maximum supersaturation in the one cloud investigated was about 0.1% confirming that CCN active at supersaturations $\leq 0.15\%$ are important in stratus cloud formation.

*

Introduction. Airborne measurements of cloud condensation nuclei (CCN) active at critical supersaturations (S_c) greater than about 0.15% using thermal-gradient diffusion cloud chambers (TGDCC) have provided basic meteorological information (e.g., *Twomey* and *Wojciechowski*, 1969 and *Fitzgerald*, 1972). Recently, the isothermal haze chamber (IHC) has been developed to determine the concentrations of CCN that cannot be measured with the TGDCC: CCN active between about 0.01 and 0.15% supersaturation. These nuclei have been shown by *Hoppel* and *Fitzgerald* (1977) and *Hudson* (1980a, b) to be important in the formation of certain fogs and stratus clouds. Isothermal haze chambers also have been developed by *Laktinov* (1972) and *Alofs* (1978). Simultaneous TGDCC and IHC measurements now provide an

* On leave from Dept. Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523.

accurate representation of the CCN spectrum between 0.01 and about 1% supersaturation as demonstrated in the recent international CCN workshop reported by *Kocmond* et al. (1981).

As a result of these accurate CCN measurement techniques, *Hoppel* (1979) and *Fitzgerald* and *Hoppel* (1981) have shown that the chemical nature of CCN can be estimated from simultaneous CCN spectra and aerosol particle spectra measurements. Further, *Hudson* (1980a, b) has developed a technique using near-simultaneous measurements of haze droplet diameters at 100% relative humidity (d_{100}) from an IHC and fog, and stratus droplet measurements from an optical particle counter in order to estimate the maximum supersaturations in fogs and stratus clouds, a poorly understood property of these meteorological phenomena.

There is little, if any, information about the variations in the vertical of CCN active at $S_c < 0.15\%$, the fraction of soluble material (ε) in the CCN, and the critical supersaturations in coastal stratus clouds. This information will provide realistic initial conditions for numerical simulations of coastal fog and stratus cloud formation. Consequently, an airborne IHC was constructed after *Hudson* (1980a) to obtain the required information.

The IHC was flown along with aerosol particle and cloud droplet measuring equipment as a part of a larger satellite- "air truth" project described by *Hindman, Durkee* and *Sinclair* (1981). Simultaneous CCN and aerosol particle measurements were obtained above and through the depth of the marine boundary layer over the coastal waters offshore of southern California between 19 September and 2 October 1980. From these measurements we show that the CCN originated at the sea surface and, in the one stratus cloud investigated, the maximum supersaturation was about 0.1% which is lower than the supersaturation range of most TGDCC.

1. *Measurement system*

The description and calibration of the airborne IHC has been provided by *Hindman* (1981). Briefly, the size distribution of haze droplets in equilibrium at 100% relative humidity [$N(d_{100})$] is obtained from the chamber. The critical supersaturation of a droplet in equilibrium at 100% relative humidity is given by

$$d_{100}(\mu\text{m}) = 0.082 S_c^{-1}(\%) \qquad (1)$$

after *Laktionov* (1972). *Hoppel* and *Fitzgerald* (1977) have shown that (1) is indepedent of CCN chemical composition and soluble fraction. Consequently, operating on $N(d_{100})$ with (1) produces $N(S_c)$ which is the CCN spectra.

The concentrations of aerosol particles with diameters between 0.09 and 3 μm were measured with an Active Scattering Aerosol Spectrometer Probe (ASASP-X), and the concentrations of particles with diameters between 0.5 and 40 μm were measured with a Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP). Both devices have been described by *Knollenberg* (1976). The submicron size ranges for these instruments were calibrated using known sizes of latex spheres; the supermicron ranges of the FSSP were calibrated using silicon glass spheres. The real portions of the complex index of refraction of the test particles are similar to marine aerosol particles; the imaginary portions are small and probably approximate those of the marine particles.

Consequently, the measurements from the ASASP-X and FSSP should closely approximate the true aerosol particle size distributions.

The IHC and ASASP-X were cross-calibrated in the laboratory using a polydispersion of $(NH_4)_2SO_4$ particles generated with a system described by *Hindman* et al. (1981). The d_{100} spectra obtained from the IHC were converted to CCN spectra using (1). The size spectra of the $(NH_4)_2SO_4$ particles obtained

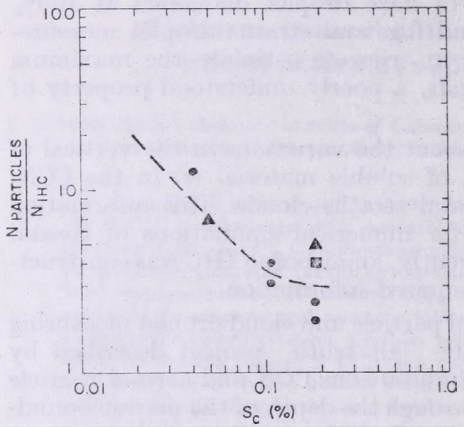


Fig. 1: Number of CCN calculated from ASASP-X measurements (N particles) divided by the number of CCN calculated from simultaneous IHC measurements as a function of critical supersaturation (S_c). The dots are simultaneous ASASP – IHC (non-humidified inlet) measurements of $(NH_4)_2SO_4$ particles, the triangles are simultaneous particle – IHC (humidified inlet) measurements made at the Reno CCN workshop as reported by *Hlndman* (1981) and the square is a simultaneous particle – IHC (non-humidified inlet) measurement also made at Reno

from the ASASP-X were converted to CCN spectra using the following expression from *Fitzgerald* (1973),

$$d(\mu m) = 3.06 \times 10^{-2} \varepsilon^{-0.31} S_c^{-0.66}(\%) \tag{2}$$

where ε is the fraction of the particle which contains $(NH_4)_2SO_4$; in the laboratory studies $\varepsilon = 1$. The CCN spectra obtained from the IHC and ASASP-X

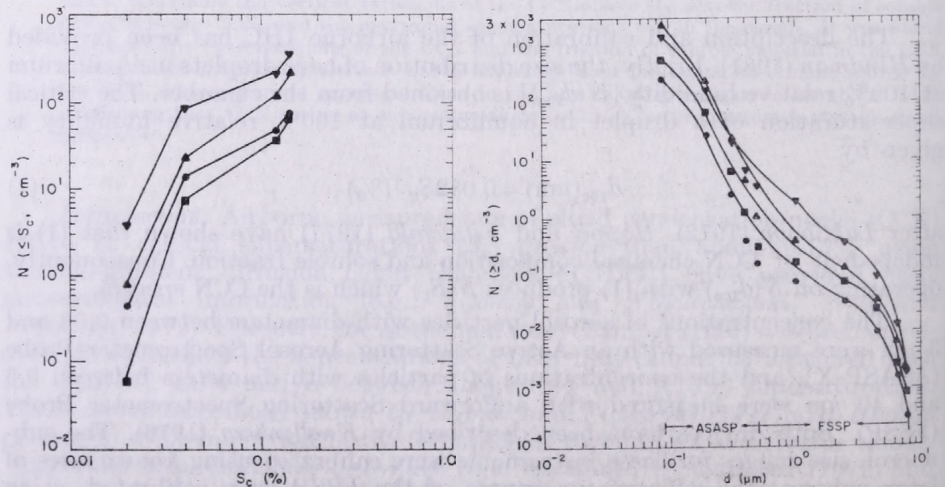


Fig. 2: Simultaneous CCN (left) and aerosol particle (right) measurements on 28 September 1980 in the vicinity of Santa Cruz Island. The symbols represent data collected at the following altitudes and times: ▼ – 500' MSL, 1128–1132 PDT; ▲ – 1700' MSL, 1114–1119 PDT; ■ – 2600' MSL, 1101–1105 PDT; ● – 4800' MSL, 0943–0948 PDT

measurements were compared by dividing the IHC-generated spectra into the ASASP-X generated spectra; the results are presented in *Fig. 1*. It can be seen in Fig. 1 that the CCN concentrations obtained from the ASASP-X measurements were systematically higher than the CCN concentrations obtained from the IHC measurements. This is probably due to slight subsaturations in the IHC as discussed by *Hindman* (1981). Consequently, the airborne CCN concentrations obtained from the IHC (operated with a non-humidified sample inlet) were increased using the values in Fig. 1 (e.g., concentrations measured at 0.14% were increased by a factor of 3, etc.).

The IHC and ASASP-X instruments were mounted inside a Cessna T-207 aircraft and the FSSP was mounted on the wing. The particle losses in the sampling probes for the ASASP-X and IHC were found to be negligible as discussed by *Hindman* (1982). Air-motion (u, v, w, turbulence) and state-variable (T, T_d, P) measurements were obtained from the aircraft. Particles were collected on the high-volume Nuclepore filters and are presently under investigation (sizes, numbers and elemental compositions), consequently results are not available for presentation.

2. *Procedures*

The experimental region was among the Channel Islands offshore o southern California. The region was chosen because of the well-defined marine boundary layer and frequent occurrence of extensive stratus cloud layers. These meteorological phenomena are due to a combination of cool surface water caused by upwelling and subsiding, offshore flow due to the semi-permanent subtropical high-pressure system.

The aircraft took off from the coastal plains and flew offshore above the boundary layer. Once offshore, the aircraft decended to near the surface in a step-wise fashion so a series of 20 to 30 n mi horizontal tracks were flown

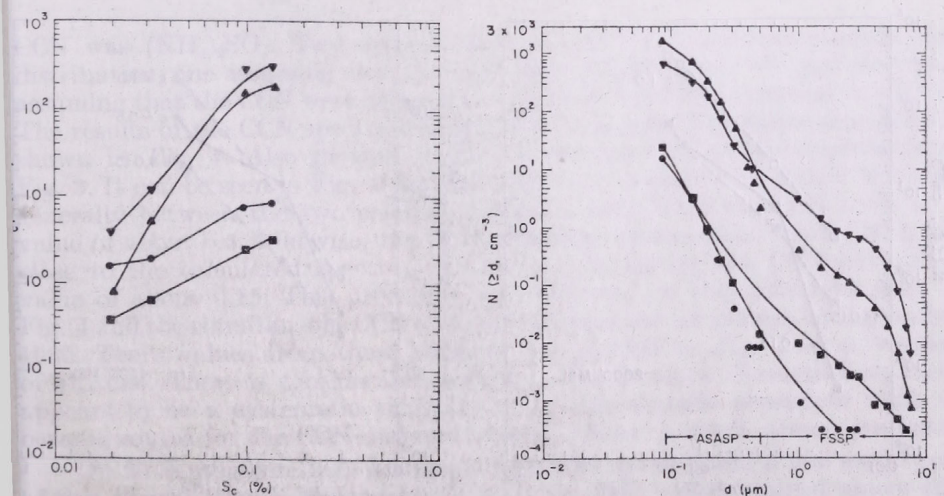


Fig. 3: Simultaneous CCN (left) and aerosol particle (right) measurements on 30 September 1980 offshore of Ventura, CA. The symbols represent data collected at the following altitudes and times: ▼ – 200' MSL, 1244–1249 PDT; ▲ – 700' MSL, 1225–1230 PDT; ■ – 2000' MSL, 1155–1200 PDT; ● – 4500' MSL, 1114–1119 PDT

above and below the marine inversion. The aircraft then climbed from near the surface to higher altitudes for the return trip during which stratus droplet measurements were obtained. The particle, air-motion, state-variable and CCN measurements were obtained continuously throughout the flights. The high-volume samples were collected for 5 min periods along the horizontal flight tracks.

3. Results

Simultaneous IHC and ASASP-X measurements suitable for analysis were obtained on 28 and 30 September 1980. The simultaneous measurements *(Figs 2* and *3)* were obtained at various altitudes in the vicinity of Santa Cruz

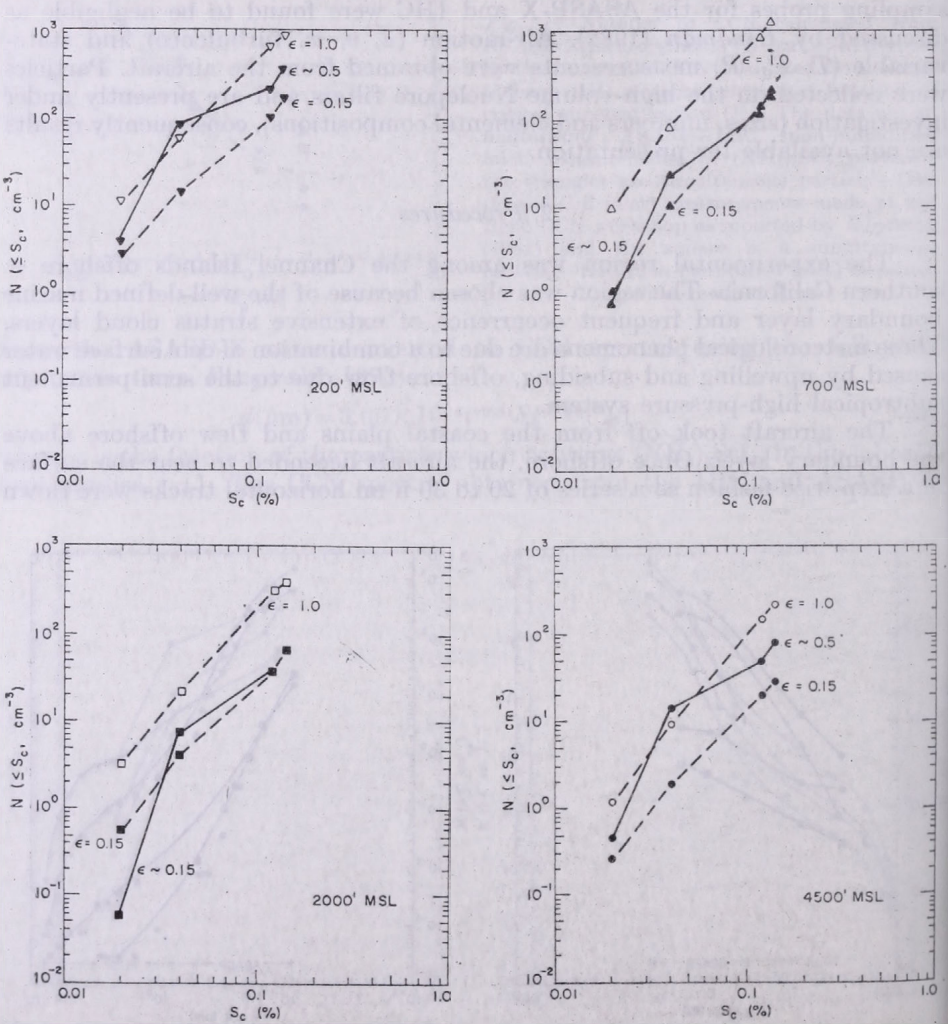


Fig. 4: CCN spectra calculated from the particle measurements made on 30 September 1980, assuming the particles are composed either totally of $(NH_4)_2SO_4$ ($\varepsilon=1.0$) or composed 15% of $(NH_4)_2SO_4$ and 85% insoluble material ($\varepsilon=0.15$). The measured CCN spectra are given by the solid lines and the inferred fraction of soluble material in the CCN are indicated

Island on 28 September 1980 and offshore of the city of Ventura between the city of Santa Barbara and Santa Cruz Island on 30 September 1980. The curves are smoothed to account for the unnatural irregularities where the ASASP and FSSP data merge. These irregularities were caused by loss of sensitivity of the FSSP for particles 0.5 μm in diameter and a slight misalignment of the sample tube within the ASASP-X which caused underestimation of the numbers of the largest particles.

The soluble fraction of the CCN were determined using the following procedure (the procedure is illustrated using the data from 30 September 1980). The particle size distributions in *Fig. 3* were transformed into CCN supersaturation spectra using (2) and assuming that the soluble component of the

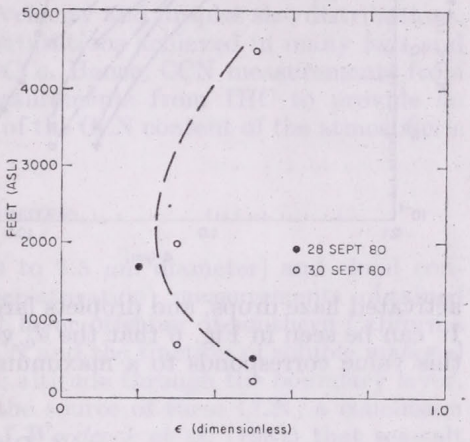


Fig. 5: Variation of the fraction of soluble material (ε) in CCN as a function of altitude above sea level. The measurements on 28 September 1980 were made in the vicinity of Santa Cruz Island

CCN was $(NH_4)_2SO_4$. Two spectra were calculated from each particle size distribution, one assuming that the CCN were all soluble ($\varepsilon = 1$), and the other assuming that the CCN were composed mainly of insoluble material ($\varepsilon = 0.15$). The results of the CCN spectra calculated from the particle measurements are shown in *Fig. 4*. Also plotted in Fig. 4 are the CCN measurements from Fig. 3. It can be seen in Fig. 4 that the spectrum measured at 200 ft MSL lies generally between the two calculated spectra indicating the CCN have an ε value of about 0.5. Likewise, the CCN spectrum measured at 700 ft MSL lies close to the calculated spectra with $\varepsilon \simeq 0.15$ indicating the CCN have an ε value of about 0.15. This procedure was followed for the remaining data in Fig. 4 and the simultaneous CCN and particle measurements from 28 September 1980. The ε values from these analyses are plotted in *Fig. 5* as a function of altitude. There is considerable scatter in the ε values. Nevertheless, there appears to be a systematic variation of ε with altitude consistent with an oceanic source for the CCN measured below about 1,000 ft above sea level.

On 20 September 1980, a stratus layer was investigated a few miles west of San Miguel Island. Measurements with the IHC were obtained above and below the stratus clouds while FSSP measurements were made within the clouds. These measurements are used to estimate the maximum supersaturation in the clouds following a procedure developed by *Hudson* (1980a). The procedure is illustrated in *Fig. 6*. The d_{100} measurements from the IHC are plotted

along with the droplet measurements from the FSSP. The d_{100} values are converted into critical diameter (d_c) values using the following relationship from *Hudson* (1980a)

$$d_c = \sqrt{3}\, d_{100} \tag{3}$$

The intersection of the d_c curves and the droplet curves in *Fig. 6* define the critical diameter for the stratus droplets; droplets smaller than d_c are un-

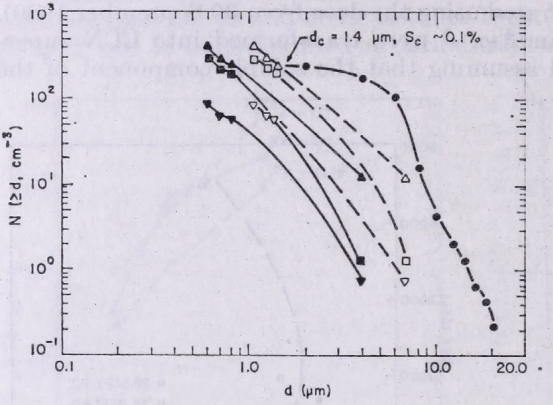


Fig. 6: Measurements of d_{100} beneath (▲ – 650' MSL, 1537 PDT) and above (■ – 3000' MSL, 1522–1525 PDT, ▼ – 5000' MSL, 1432–1437 PDT) a 200' thick stratus layer on 20 September 1980 a few miles west of San Miguel Island. The corresponding d_c values are indicated by the open symbols. The stratus droplet concentrations measured at 1000' MSL at 1538 PDT are denoted by the ● symbols. The critical diameter of the droplet distribution is ~1.4 μm corresponding to a S_c of about 0.1%

activated haze drops, and droplets larger than d_c are activated cloud droplets. It can be seen in Fig. 6 that the d_c value is about 1.4 μm. Using (3) and (1), this value corresponds to a maximum supersaturation of 0.1%.

4. *Discussion*

It can be seen in Figs. 2 and 3 that the highest CCN concentrations were found at the lowest levels and vice versa. This result when combined with the variations of ε in the vertical shown in Fig. 5 leads to the conclusion that the high concentrations of CCN active at $S_c < 0.15\%$ near the sea originated from the sea. The high ε value measured at 4,500 ft MSL is believed due to anthropogenic particles flowing offshore from urban areas.

The conclusion that the CCN active at $S_c < 0.15\%$ originated from the sea is consistent with the following evidence. *Hobbs* (1971) reported from simultaneous airborne measurements over the ocean of sodium-containing particles (SCP) and CCN active at 0.5% that, even at 50 ft above the ocean, the SCP comprised only a small percentage of CCN active at 0.5%. This result indicated that the ocean is not a source of CCN active at 0.5%. Further, *Radke* et al. (1976) from simultaneous measurements near Barrow, Alaska of SCP, and CCN active at 1% concluded the SCP were a small fraction of the CCN. This result extends those of *Hobbs* (1971). However, they concluded, based on extrapolating the CCN measurements to the low supersaturations believed to exist in fogs and stratus, that SCP probably comprise a majority of the fog and stratus droplet nuclei (they stated that the SCP were probably airborne sea salt particles). Finally, *Woodcock* et al. (1981) have shown, through analysis of collected marine fog droplets, that sea-salt particles play an important role in the initiation and growth of marine fogs.

The simultaneous IHC and ASASP-X measurements provided information on the vertical variation of ε above the sea surface, which is consistent with the results of other investigators. This favorable result indicates that simultaneous IHC and ASASP-X measurements made in other regions may be useful in estimating values of ε for CCN.

The estimated maximum supersaturation of 0.1%, in the one stratus investigated, is consistent with the 0.2 to 0.3% maximum supersaturations estimated for coastal stratus by *Hudson* (1980b). The result is substantially less than the maximum instantaneous supersaturations of about 0.4% measured in a forming radiation fog by *Gerber* (1980). The result, however, is greater than the 0.06 to 0.11% maximum supersaturations estimated in coastal fogs by *Hudson* (1980b). Surprisingly, the result compares with *Warner's* (1968) report of a median supersaturation in cumulus clouds of 0.1% based on simultaneous measurements of updraft velocity and droplet size distributions. These results indicate maximum supersaturations achieved in many fogs and clouds are lower than achieved in TGDCCs. Hence, CCN measurements from TGDCC should be combined with measurements from IHC to provide an accurate and meaningful representation of the CCN content of the atmospheric aerosol.

5. *Conclusions*

Simultaneous aerosol particle (0.09 to 7.5 μm diameter) and cloud condensation nucleus (0.02 to 0.14% supersaturation) measurements obtained within and above the marine boundary layer offshore of southern California show that both the concentrations of CCN and the fraction of soluble material (ε) in the CCN decreased with increasing altitude through the boundary layer. This result indicates that the ocean is the source of these CCN; a conclusion which is consistent with the findings of *Woodcock* et al. (1981) that sea-salt particles play an important role in the formation of marine fogs.

Measurements with the IHC were made beneath and above a stratus cloud layer, and cloud droplet measurements were made within the layer in the same region. From these measurements it was estimated that the maximum supersaturation in the cloud layer was about 0.1%. This result indicates that the CCN measured with the IHC are the CCN that are important to the formation of coastal stratus; a result consistent with the findings of *Hoppel* and *Fitzgerald* (1977) and *Hudson* (1980a, b).

Acknowledgements. This research was supported by Office of Naval Research, Contract N00017–79–C–0793. The Geophysics and Range Divisions of the Pacific Missle Test Center, Pt. Mugu, California provided, respectively, meteorological and aircraft support for our flight activities.

REFERENCES

Alofs, D. J., 1978: Performance of a dual-range cloud nucleus counter. *J. Appl. Meteor., 17*, 1286–1297.

Fitzgerald, J. W., 1972: *A study of the initial phase of cloud droplet growth by condensation: comparison between theory and observation.* Ph. D. Dissertation, U. of Chicago, 144 p.

Fitzgerald, J. W., 1973: Dependence of the supersaturation spectrum of CCN on aerosol size distribution and composition. *J. Atmos. Sci., 30*, 628–634.

Fitzgerald, J. W. and *Hoppel, W. A.*, 1981: Measurements of the relationship between the dry size and critical supersaturation of natural aerosol particles. *ICCP Programs and Abstracts IAMAP 3rd Sci. Assembly*, Hamburg, FRG.

Gerber, H. E., 1980: A saturation hygrometer for the measurement of relative humidity between 95% and 105%. *J. Appl. Meteor., 19*, 1196–1208.

Hindman, E. E., 1981: An airborne isothermal haze chamber. *J. Rech. Atmos.*, submitted.

Hindman, E. E., 1982: Experimental determinations of aerosol particle losses in airborne sampling inlets. *In-situ Air Quality Monitoring from Moving Platforms.* Air Poll. Cont. Assn. Specialty Mtg., in preparation.

Hindman, E. E., Durkee, P. A. and *Sinclair, P. C.*, 1981: Meteorological properties of certain anomalous grey-shade regions observed in satellite images. *J. Appl. Meteor.*, in preparation.

Hindman, E. E., Horn, R. D. and *Finnegan, W. G.*, 1981: Particle generation, transport and characterization at the First International Workshop on Light Absorption by Aerosol Particles. *Applied Optics*, submitted.

Hobbs, P. V., 1971: Simultaneous airborne measurements of cloud condensation nuclei and sodium-containing particles over the ocean. *Q.J.R.M.S., 97*, 263–297.

Hoppel, W. A., 1979: Measurement of the size distribution and CCN supersaturation spectrum of submicron aerosols over the ocean. *J. Atmos. Sci., 36*, 2006–2015.

Hoppel, W. A. and *Fitzgerald, J. W.*, 1977: Measurements of CCN spectra at low supersaturations in relation to fog formation off the coast of Nova Scotia. In *Proc. Symp. Rad. in the Atmos.*, H. J. Bolle, editor, Science Press, 171–173.

Hudson, J. G., 1980a: Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure. *J. Atmos. Sci., 37*, 1854–1867.

Hudson, J. G., 1980b: Microphysics of coastal fog and stratus. *Proc. 8th Conf. on Cloud Physics*, Clermont-Ferrand, France, 205–208.

Knollenberg, R. G., 1976: Three new instruments for cloud physics measurements: The 2-D spectrometer, the FSSP and the ASASP. *Preprints Intl. Conf. Cloud Phys.*, AMS, Boston, 554–561.

Kocmond, W. C., C. F. Rogers, U. Katz, J. G. Hudson and *J. E. Jiusto*, 1982: The 1980 International Cloud Condensation Nucleus Workshop. *Időjárás* 86. 160–168.

Laktionov, A. G., 1972: A constant temperature method of determining the concentration of cloud condensation nuclei. *Atmos. Ocean. Physics, 8*, 382–385.

Radke, L. F., P. V. Hobbs and *J. E. Pinnons*, 1976: Observations of cloud condensation nuclei, sodium-containing particles, ice nuclei and the lightscattering coefficient near Barrow, Alaska. *J. Appl. Meteor., 15*, 982–995.

Twomey, S. and *T. A. Wojciechowski*, 1969: Observations of the geographical variations of cloud nuclei. *J. Atmos. Sci., 26*, 684–688.

Warner, J., 1968: The supersaturation in natural clouds. *J. Rech. Atmos., 3*, 233–237.

Woodcock, A. H., D. C. Blanchard and *J. E. Jiusto*, 1981: Marine fog droplets and salt nuclei – Part II, *J. Atmos. Sci., 38*, 129–140.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapes

Measurements with an instantaneous CCN spectrometer

G. HUDSON, C. F. ROGERS and W. C. KOCMOND, *Atmospheric Sciences Center, Desert Research Institute, University of Nevada System P.O.B. 60220 Reno, Nevada 89506, U.S.A.*

Mérések „pillanatnyi" felhő-kondenzációs-mag spektrométerrel. A felhő-kondenzációs magvak (Cloud Condensation Nuclei, CCN) pillanatnyi értékének mérésére szolgáló spektrométer lényegében három folyamatos áramú számlálóból áll. Ez a műszer – megfelelő kalibrálás után – egyidejűleg három vagy több pontot ad a magszám- és a kritikus túltelítettségi CCN spektrum megszerkesztéséhez. Jelen munkában monodiszperz ezüst-jodid és korom részecskékkel végzett mérések eredményeiről számolunk be. Az ezüst-jodid elméleti kritikus túltelítettsége 4% körül volt, ezzel szemben már 0,57%-nál magvasodást tapasztaltunk (más berendezések hasonló eredményt adtak az 1980-ban, Reno-ban (Nevada) végzett összehasonlító mérések során.) A korom részecskék kritikus túltelítettségét 0,15–0,26 μm közötti nagyságú részecskékre határoztuk meg; általában ezek a részecskék csaknem olyan aktívaknak bizonyultak, mint az azonos nagyságú ammóniumszulfát magvak.

*

Measurements with an instantaneous CCN *spectrometer.* The instantaneous cloud condensation nuclei (CCN) spectrometer is essentially three continuous-flow diffusion CCN counters in a series flow arrangement. After appropriate calibrations, this instrument simultaneously yields 3 or more points on a number-*versus*-critical supersaturation CCN spectrum. Application of the device to measurements of the CCN activity of monodisperse silver iodide and coal combustion fly ash aerosols is described. The silver iodide had a theoretical critical supersaturation of about 4%, but was found by this instrument (and others at the 1980 International CCN Workshop) to nucleate at about 0.57%. The fly ash critical supersaturation was measured for a range of particle diameters from 0.15 μm to 0.26 μm; generally this material was found to be nearly as active as ammonium sulfate CCN of the same diameters.

*

Introduction. Measurements of cloud condensation nuclei (CCN) using a new "instantaneous" spectrometer are described in this presentation. The device, essentially three continuous-flow diffusion (CFD) CCN counters in a series flow arrangement, obtains three points on a cumulative number density-*versus*-critical supersaturation spectrum at any one instant in time by generating a trimodal droplet size distribution. The device was used with success during the recent 1980 International CCN Workshop (reported elsewhere in this Journal) on a variety of pure soluble and ambient aerosols. This presen tation will summarize results obtained in measurements of the CCN-activity of two aerosols of practical interest: a sample of coal combustion fly ash, and a sample of silver iodide.

The instantaneous sepctrometer has been described in more detail elsewhere (*Hudson* et al., 1980; *Hudson* et al., 1981). *Figure 1* shows a schematic

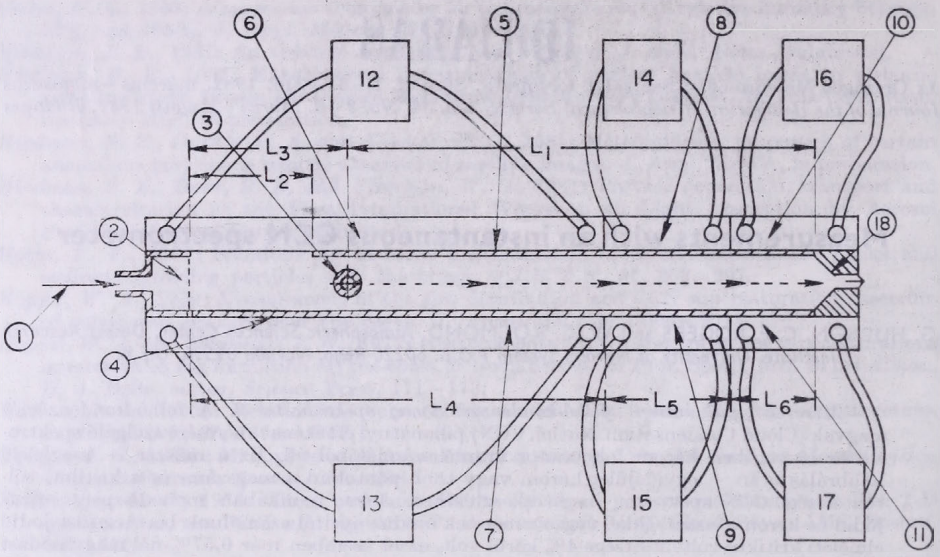


Fig. 1: Schematic of the instantaneous CCN spectrometer: $L_1 = 48$ cm; $L_2 = 8.4$ cm; $L_3 = 10.4$ cm; $L_4 = 38.4$ cm (1st supersaturation zone – S_1, T_3, T_4); $L_5 = 12$ cm (2nd supersaturation zone – S_2, T_2, T_5); $L_6 = 8$ cm (3rd supersaturation zone – S_3, T_1, T_6). *Supersaturation:* $S_1 < S_2 < S_3$. *Plate temp:* $T_1 < T_2 < T_3 < T_4 < T_5$.
1 – Carrier flow entrance; *2* – diffuser screen; *3* – sample injection tube; *4* – cold plate wicking surface; *5* – warm plate wicking surface; *6* – first warm section, T_4; *7* – first cold section, T_3; *8* – second warm section, T_5; *9* – second cold section, T_2; *10* – third warm section, T_6; *11* – third cold section, T_1; *12* – temperature bath at T_4; *13* – temperature bath at T_3; *14* – temperature bath at T_5; *15* – temperature bath at T_2; *16* – temperature bath at T_6; *17* – temperature bath at T_1; *18* – exhaust to OPC

cross-section of the device, where six thermostated circulating water baths are used to maintain three separate regions of temperature differential across the parallel plates. Three regions of supersaturations S_1, S_2, and S_3 are thereby created, with the supersaturation increasing in ascending order along the direction of flow. CCN passing through the spectrometer activate in one of the supersaturation zones if their critical supersaturation S_c is exceeded by S_1, S_2, or S_3. Activated droplets exiting the chamber are then counted and sized by a Royco optical particle counter which is connected to a 512 channel analyzer and to a standard Royco 5 channel analyzer module with printer.

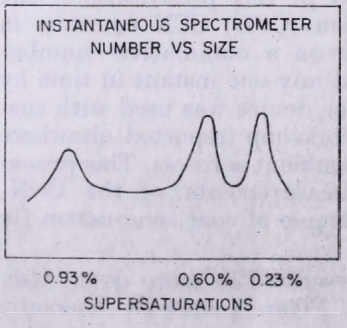


Fig. 2: Trimodal droplet size distribution produced in spectrometer

[In all data, the double-valued region (1.0 to 2.0 μm diameter, approximately) of the Royco response must be avoided.]

In general, then, a polydisperse aerosol will generate a trimodal droplet size distribution, where the least active nuclei have produced the smallest droplets and the most active nuclei, which have been growing the entire length of the spectrometer, have produced the largest droplets (see *Fig. 2*). Expressed as a cumulative distribution, in terms of the number density of droplets of radii greater than, or equal to, the value shown on the abcissa, the general result is as shown for polydisperse NaCl in *Fig. 3*. This Figure is instructive because it illustrates the frequent situation of overlap between the three regions of the trimodal droplet size distribution, an expected phenomenon when the polydisperse aerosol being sampled is not a perfect sum of three monodisperse components, and when there is inevitably some instrumental blurring of the three size components.

The spectrometer is routinely checked and calibrated in two ways to improve the interpretations of these kinds of data. First, the number concentration read out at varying Royco size thresholds in the spectrometer is compared to the concentration read out by a conventional continuous-flow diffusion (CFD) CCN counter operating at one fixed supersaturation setting. That given supersaturation may then be associated with "plateau" regions in data such as Fig. 3. Secondly, nearly monodisperse sodium chloride aerosol (from an electrostatic classifier) passed through the spectrometer allows association of a given output droplet size with a given input critical super-

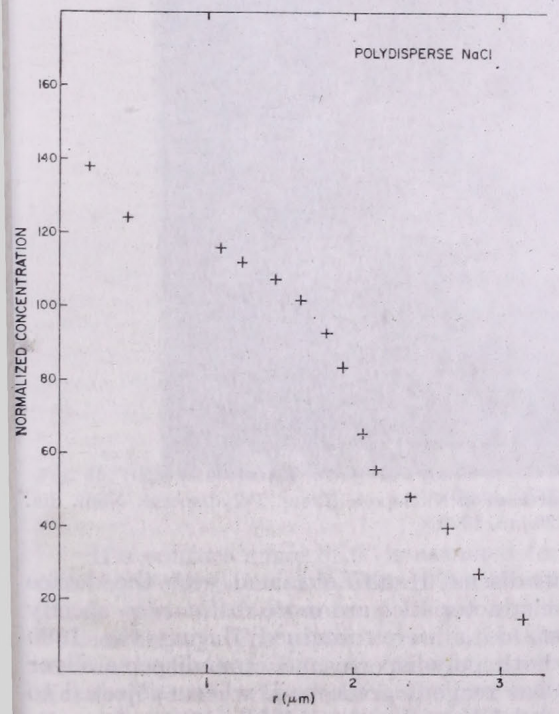


Fig. 3: Cumulative distribution of droplets produced from polydisperse NaCl

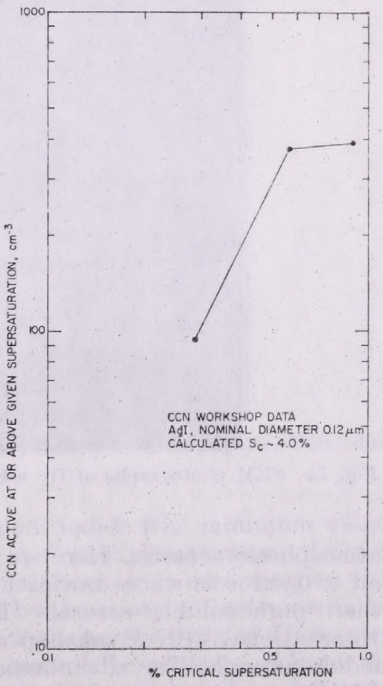


Fig. 4: AgI activated as a function of S_c

saturation. Such calibrations need not to be repeated frequently, but should be performed for each given aerosol carrier flow setting and set of supersaturation settings employed in the spectrometer.

1. Experimental results

The Proceedings of the 1980 International CCN Workshop discuss numerous comparisons of this spectrometer to other CCN counters, on pure soluble aerosols of sodium chloride and ammonium sulfate, and on ambient

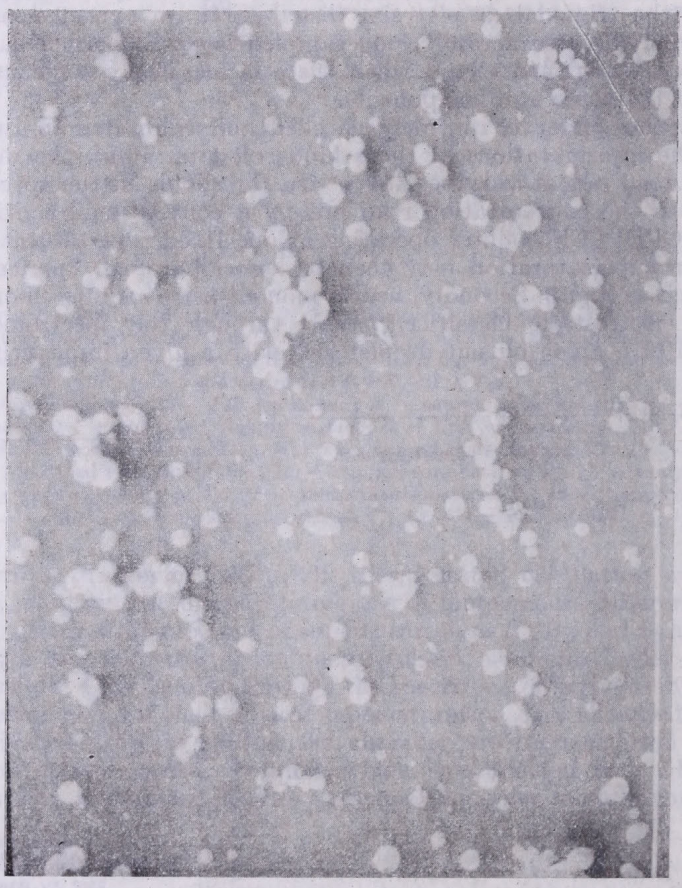


Fig. 5a: SEM photographs of fly ash particles on Nuclepore filters. Polydisperse, Nom. dia. 0.26 μm, 2000×

atmospheric aerosols. Here we will discuss results obtained with the device on two aerosols whose nucleation characteristics are more difficult to specify than pure soluble aerosols. First, data were obtained during the 1980 International CCN Workshop on both polydisperse and monodisperse silver iodide aerosols. The silver iodide was reagent grade and, when subjected to PIXE analysis, appeared to be free of contaminants (*Mach*, 1981). A monodisperse aerosol was prepared by vaporization–recondensation, followed by

passing the polydisperse product through an electrostatic classifier. In *Fig. 4*, the cumulative number concentration of CCN that were activated is displayed as a function of applied supersaturation generated in the instantaneous spectrometer, for nearly-monodisperse silver iodide of nominal diameter 0.12 μm. Above a supersaturation setting of 0.57%, this instantaneously-derived spectrum shows a "plateau" where very few additional CCN are activated as the supersaturation increases; other devices present at the Workshop showed a similar result, usually by sequencing through a number of supersaturation settings, one at a time.



Fig. 5b: SEM photographs of fly ash particles on Nuclepore filters. Monodisperse, Nom. dia. 0.26 μm, 2,000×

If a contact angle of 9° is assumed for silver iodide (the minimum value cited by *Pruppacher* and *Klett*, 1978), then the critical supersaturation of silver iodide spheres of diameter 0.12 μm should be about 4%, according to the Volmer theory. The present results, obtained by a variety of instruments as well as the instantaneous spectrometer, reiterate the earlier work of *Jiusto* and *Kocmond* (1968) who also found silver iodide aerosols to nucleate at lower S_c than theory would indicate. Post-Workshop analysis of the silver iodide is

continuing in an effort to obtain clues leading to an explanation of this anomalous behavior. Whatever the reason for the discrepancy, it appears that generation of an AgI aerosol in this manner lowers the S_c from the theoretical value by a significant amount. This result points to the likelihood that AgI prepared for cloud seeding experiments is active as CCN as well.

The second aerosol that was studied is of distinct atmospheric relevance, but is complex in nature. Bulk samples of coal combustion fly ash were collected from the electrostatic precipitator hoppers of a large electric power generation plant located in the Western USA. Similar material was examined

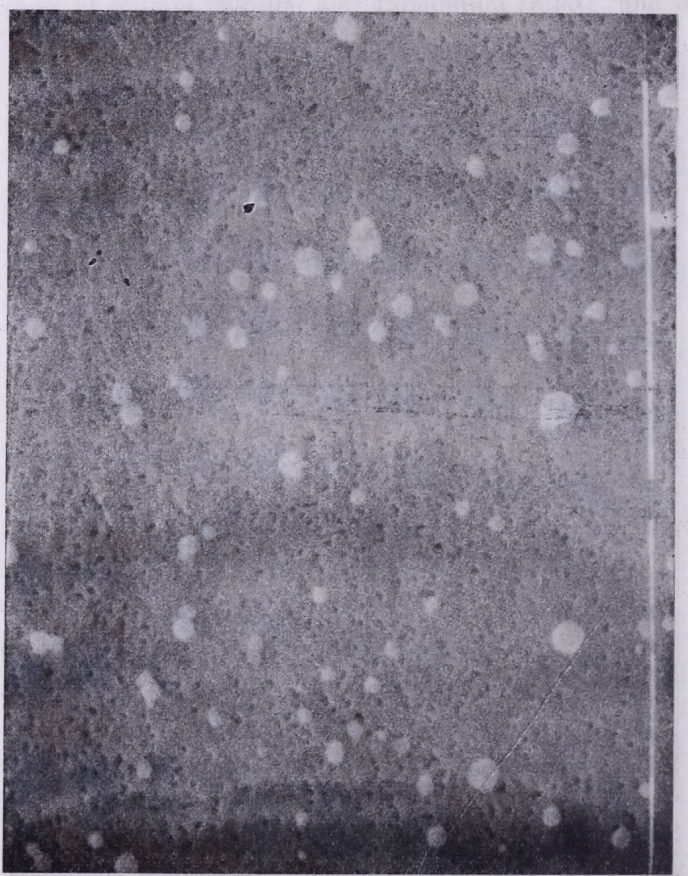


Fig. 6: Fly ash particles on Nuclepore filter. Monodisperse, Nom. dia. 0.26 μm, 10,000×

by *Parungo* et al. (1978), who found that samples collected by aircraft exhibited deliquescence behavior as though most individual particles were surrounded by a layer of soluble material. *Rothenberg* (1980) considered the water vapor adsorption characteristics of small samples of fly ash which were taken from the electrostatic precipitator collection system, or directly from the stack of several Western USA power plants. It was found that adsorption equilibrium was quite slow, suggesting that the fly ash particles were insoluble, porous substrates.

We resuspended the bulk fly ash using a jet of particle-free air; the resulting aerosol was stored in a 200 L conducting plastic bag for aging periods of one to several hours. The bag was then pressurized externally to force its contents in steady flow through an electrostatic classifier, and then to the inlet of the instantaneous spectrometer. It was necessary to confine our studies to the nominal diameter range of about 0.1 μm to 1.0 μm, because the maxima of our resuspended distributions generally occurred in this range, with only very low concentrations to be found at sizes below 0.1 μm. *Figures 5a – b* and 6 are scanning electron micrographs of particles collected on Nuclepore filters;

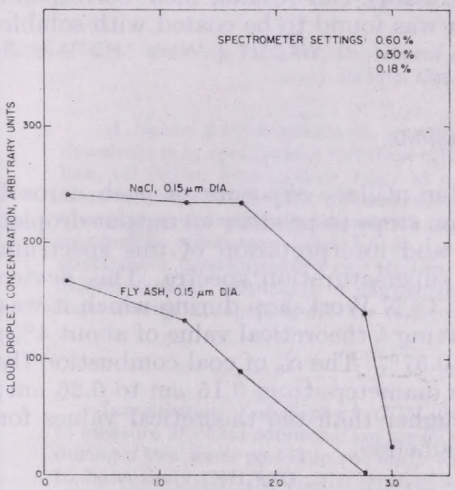


Fig. 7: Size distribution of cloud droplets exiting CCN spectrometer

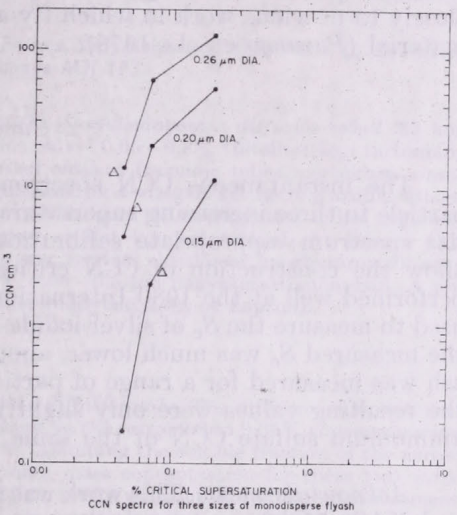


Fig. 8: CCN spectra for three sizes of monodisperse fly ash

monodisperse cases were, of course, collected downstream of the electrostatic classifier.

Figure 7 is a graph of the number of cloud droplets detected by the Royco, as a function of the size threshold settings of the five Royco channels, for both monodisperse fly ash and monodisperse sodium chloride of 0.15 μm diameter. It is evident that the fly ash size distribution, in this cumulative display, does not show the pronounced plateau of the sodium chloride (of theoretical S_c 0.06%); nevertheless, the largest droplets grown on the fly ash CCN approach the size of the largest NaCl. In general, the fly ash exhibited CCN activity almost as pronounced as pure soluble aerosols of the same size, but note that factors other than simple geometrical monodispersity affect the net S_c of the fly ash particles – probably due to variations in the amount of soluble material deposited on the surfaces of individual particles. Very similar results were obtained when the sizes of the aerosols were varied to 0.2 μm and 0.26 μm.

Figure 8 shows three CCN spectra collected with the instantaneous spectrometer for three nominal sizes of monodisperse fly ash. In each case, three data points are shown, but not shown are separate data taken at higher supersaturations, which indicate that only 10% to 20% more nuclei are

activated as the supersaturation is increased from 0.2% to 0.6%. The experiment was repeated several times, with slight variations in the method of preparation of the aerosol, but results were always very similar to Fig .8. (Note that the data at nominal diameter 0.26 μm were taken with electrostatic classifier sheath flow rates reduced below the usual manufacturer's settings.)

In Figure 8 we also show a small triangle adjacent to each curve, to mark the critical supersaturation values for ammonium sulfate particles of the same diameter. It is evident that this sample of fly ash behaved as though composed of mostly soluble material, for the necessary activating supersaturation is almost as low as that of pure ammonium sulfate (and far below the Kelvin wettable-sphere value of around 1% or greater). Our results, then, correspond closely to previous work in which fly ash was found to be coated with soluble material (*Parungo* et al., 1978).

2. *Conclusions*

The instantaneous CCN spectrometer utilizes exposure of each aerosol particle to three increasing supersaturation steps to produce an output droplet size spectrum; appropriate calibrations and interpretation of this spectrum allow the construction of CCN critical supersaturation spectra. This device performed well at the 1980 International CCN Workshop during which it was used to measure the S_c of silver iodide having a theoretical value of about 4%; the measured S_c was much lower, about 0.57%. The S_c of coal combustion fly ash was measured for a range of particle diameters from 0.15 μm to 0.26 μm; the resulting values were only slightly higher than the theoretical values for ammonium sulfate CCN of the same diameters.

Acknowledgements. This work was supported by NASA Grants NAS8-33820 and NAS8-33273.

REFERENCES

Hudson, J. G., Keyser, G. and *Rogers, C. F.*, 1980: Two new CCN spectrometers. *Proc. VIIIth Conf. on Cloud Physics*, Clermont-Ferrand, 15–19 July 1980.

Hudson, J. G., Rogers, C. F. and *Keyser, G.*, 1981: Simultaneous operation of three CCN counters and an isothermal haze chamber at the 1980 International CCN Workshop. Submitted to *J. Rech. Atmos.*

Jiusto, J. E. and *Kocmond, W. C.*, 1968: Condensation on non-hygroscopic particles. *J. Rech. Atmos. 3*, 19–24.

Mach, W. H., 1981: Elemental composition of aerosols in fourteen experiments of the Cloud Condensation Nuclei Workshop. Submitted to *J. Rech. Atmos.*

Parungo, F., Ackerman, E., Proulx, H. and *Pueschel, R.*, 1978: Nucleation properties of fly ash in a coal-fired power plant plume. *Atmos. Environ. 12*, 929–935.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of clouds and percipitation*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland.

Rothenberg, S. J., 1980: Coal combustion fly ash characterization: Adsorption of nitrogen and water. *Atmos. Environ. 14*, 445–456.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Investigation of atmospheric CCN using the diffusion tube

R. LEAITCH* and W. J. MEGAW, *Department of Physics, York University, 4700 Keele St. Downsview, Toronto, Ont. Canada M3J 1P3*

A légköri felhő-kondenzációs magvak (CCN) tanulmányozása diffúziós csővel. 33 kondenzációs mag spektrumot mértünk diffúziós csővel 0,05–0,3% túltelítettségi tartományban, tél elején. Föltételezve, hogy az aeroszol oldható frakciója teljes mértékben ammónium-szulfátból áll, a CCN mérésekből meghatároztuk a vizsgált két hétre a szulfát átlagos tömegkoncentrációját. A kapott 1,9 μgm^{-3} érték igen jól megegyezett a két regionális monitoring állomáson mért 1,6 és 1,4 μgm^{-3} szulfát koncentrációval. Az átlagos CCN spektrumot összekapcsolva egy tipikus nagyság szerinti eloszlással, meghatároztuk az ε_v oldódó frakció változását a nagysággal a 0,05–0,5 μm nagyságtartományban. A térfogat szerint közepelt ε_v értékre ebben a tartományban 14%-ot kaptunk.

*

Investigation of atmospheric CCN using the diffusion tube. The diffusion tube was used to measure 33 cloud condensation nuclei spectra, in the range 0.3 to 0.05% supersaturation, during a two-week period in the early winter. Assuming the soluble fraction of the aerosol to be entirely $(NH_4)_2SO_4$, the average sulphate mass concentration for these two weeks was derived. A value of 1.9 $\mu g/m^3$ compared favourably with actual sulphate measurements of 1.6 and 1.4 $\mu g/m^3$ taken at two regional air monitoring stations. Coupling the average CCN spectrum with a typical size distribution enabled a derivation of the variation of the volume soluble fraction (ε_v) with sizes in the range 0.05 to 0.5 μm. The volume-averaged ε_v value was determined to be 14% over this size interval.

*

Introduction. There are two parameters of major concern which influence the interaction of a particle with water. One is size, the second is the relative amount of water-soluble material present in the particle. Much effort has been made to measure the size distribution of aerosols and it is a relatively straightforward, if not always easy, task. Still, with the notable exception of *Mészáros* (1978), determinations of the water-soluble components have been primarily chemical analyses of the particle composition of an aerosol fractionated in broad size ranges with little attempt to examine the distribution, with respect to size, on a fine scale. The procedure for such a task is laborious.

Until recent years it has not been possible to make accurate determinations of CCN spectra below 0.2% supersaturation with respect to water (SS). Since chemical identification is mostly undertaken for particles greater than 0.1 μm diameter, it has not been possible to correlate CCN measurements properly with measured concentrations of sulphate and other major ions

* Present address, Atmospheric Environment Service, 4905 Dufferin Street, Downsview, Ont. Canada M3H 5T4.

present in the atmospheric aerosol. In this paper we demonstrate how CCN measurements may be used to extract the soluble (assumed to be ammonium sulphate) mass in the submicron size range in a very rapid manner, and how they may be used as one of the diagnostics to resolve the variation of ε_v with size in the submicron region.

Experimental

During the two weeks from November 24/80 to December 8/80 periodic meaurements were made at the northern edge of Toronto of condensation nuclei (CN), cloud condensation nuclei (CCN) spectra, and ice forming nuclei (IFN) spectra. We deal only with the CN and CCN measurements and primary emphasis is laid on the latter results. CCN active between 0.3% and 0.05% water supersaturation were determined using the diffusion tube (*Leaitch* and *Megaw*, 1981).

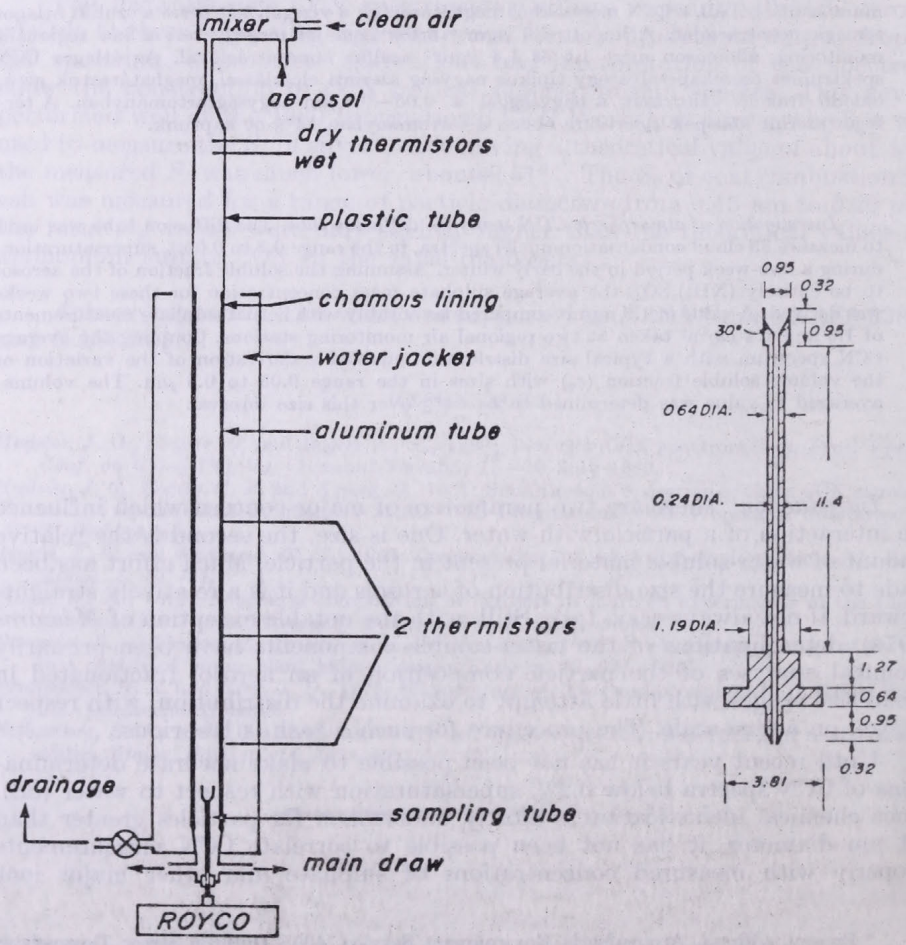


Fig. 1: Schematic of diffusion tube and detail of sampling tube (values are expressed in cm)

Sampling was undertaken on the campus of York University, which sits on the northwestern edge of the metropolitan area of Toronto. The region to the immediate north is used for agriculture, while to the immediate south, buffering the campus from the city core, is a primarily residential area with some light industry. Areas to the east and west are blendings of the above two types with some medium industry. The entire region is heavily interspersed with roadways. One might expect that the campus area is subject to a highly fluctuating air quality dependent of course upon the meteorological situation.

The air to be sampled was pulled down a long tube (7.6 cm diameter) at a flow rate of 60 litres/minute into a laboratory on the upper floor of the physical siences building. The tube extended approximately 6 metres above the roof which put the opening about 19 metres above the ground. Air from the tube was directed isokinetically to a Nolan-Pollak Model 1957 photoelectric counter for determination of the CN concentration and to the diffusion tube for evaluation of the CCN spectra.

The diffusion tube determines the concentration of particles active at water supersaturations ranging from 0.04 to 0.3%. A Royco 25 was used to count and size the droplets. The accuracy of measurement has been estimated at 25%, but tests with monodisperse aerosols have indicated no disparity greater than 11%. A schematic of the diffusion tube is shown in *Fig. 1*. The aerosol-laden air passes down the tube the walls of which are heated isothermally to a few degrees ($\sim 10°C$) above ambient. As it moves down the tube, the air experiences a transient supersaturation which results from the difference in the diffusivities of water and heat and which lasts for about 12 seconds. By the time it reaches the sampling tube the air has returned to very near saturation. Only the central stream of air is sampled which helps to simplify the calculations. Numerical corrections have been made to compensate for the variation in the supersaturation enabling one representative value to be used. Also due to the short growth time, a simple scheme was developed to delineate the CCN.

Efforts were made to take samples three times daily at approximately 0900, 1:400 and 2:000 hours. Each period of actual data collection was about 45 minutes in duration, with one CCN spectrum being measured accompanied by 10 CN values. A total of 33 CCN spectra were obtained.

Results

Details of the CCN data are listed in *Table I*. Included are the number concentrations at 0.05, 0.1, 0.2 and 0.3% supersaturation, the slopes (k) between the indicated supersaturations (derived from CCN $\propto SS^k$) as well as air mass origin and significant weather events (i.e. fog, rain or snow). The CCN concentrations were derived from curves fitted to the measured points. Since CN measurements were taken throughout the compilation of a CCN spectrum, adjustments were made to CCN points when the corresponding CN measurement deviated sharply (≥ 1 standard deviation) from the CN average for an entire sampling period. These adjustments were taken into consideration basically only if they helped to alleviate severe discontinuities in a spectrum.

Two mean spectra were compiled from Table 1, one for all samples and one for those taken when there was no fog, rain or snow present. The mean

curves, shown in *Fig. 2*, were evaluated using the averages of the three slopes combined with the average concentration at 0.3% supersaturation. Shown above the CCN curves are the average CN concentrations for each spectrum. These bear no relation to the supersaturation but are merely extended as such for visual clarity. Both CCN spectra have been extrapolated from 0.3 to 1.0% supersaturation on the basis of the slope between 0.2 and 0.3% and the results of approximately 60 measurement periods using a MEE counter (operated at 1% SS) at the same location in 1976. The average CCN concentration active at 1% measured in 1976 (3600/cm³) agreed reasonably well with the extrapolated values (2900/cm³ for no fog, rain or snow).

TABLE I

CCN data for the period from November 24 to December 8, 1980

Date	Air mass	Notes	CCN (N/cm³)				Slope (k)		
			0.3%	0.2%	0.1%	0.05%	0.3–0.1%	0.1–0.05%	0.2–0.05%
Nov.									
24	MA	Rain	3700	2480	1290	60	0.96	4.1	2.7
24	MA	Rain	2750	1860	950	23	0.97	4.6	3.0
24	MA	Rain	520	405	165	1	1.04	8.8	4.7
25	MA		275	190	102	4.2	1.10	5.0	3.3
25	MA		218	117	47	2.6	1.40	4.1	2.9
25	MA				120	4.1		4.5	
26	MA		2950	1570	340		1.97		
26	MA		1850	750	156	15	2.25	3.8	3.2
26	MA		2750	2050	740	43	1.19	4.1	3.0
27	MA	Snow	855	325	185	1	1.39	8.9	4.2
27	MA		1900	1220	320	5.4	1.36	5.9	3.9
28	MA	Rain	2900	1470	285	11	2.11	4.7	3.8
28	MA	Snow	1480	910	405	18	1.20	4.5	3.0
29	MA	Snow	1030	790	260	13	1.25	4.3	3.2
29	MA		425	325	137	4.0	1.03	5.0	3.4
29	MA		1210	725	234	10	1.50	4.9	3.4
30	MA		485	360	221	4.2	0.72	5.3	3.3
30	MA		3000	1940	143	1.7	2.77	5.7	4.8
Dec.									
2	MA	Rain	3370	2300	900	23	1.20	5.2	3.5
2	MA	Rain	3000	2040	445	6.6	1.74	6.5	4.6
2	MA	Snow	173	110	42	1.7	1.29	4.6	2.6
3	CA				90	2.1		5.0	
3	CA		355	283	87	1.8	1.28	4.8	3.4
3	CA		160	100	39	1.7	1.30	4.2	3.0
4	CA		585	285	83	3.1	1.78	4.1	2.8
4	CA		1070	220	45	1.6	2.88	4.6	3.4
5	CA		2950	1100	148	2.5	2.72	5.7	4.2
5	CA		1630	1170	330	2.2	1.45	6.0	4.2
7	MP	Fog	2550	1780	245	28	0.64	3.0	2.9
7	MP	Fog	3440	2150	950	77	1.16	3.6	2.2
8	MP	Fog		2150	1030	35	1.03	4.6	3.1
8	MP	Rain	1220	580	166	2.5	1.82	5.6	3.4
8	MP		490	410	60	4.0	1.91	3.6	3.2
Average without rain, snow, fog			1200	673	182	6.7	1.60	4.7	3.4
Std. deviation			1050	650	175	7.4	1.00	1.9	0.7

It might be expected that the CCN spectrum which includes precipitation (i.e. scavenging) events should average less than that for drier days; however, preceding and during these events the winds were relatively calm and predominantly southerly, resulting in substantial CCN concentrations. Precipitation experienced during these periods persisted for a day at least and was frequently pushed out by winds from the north to west bringing relatively clean air, although there was a persistent source of Aitken particles (much of it presumably from automobile emissions and other local sources), thus concentrations on dry days were generally much lower than those on wet days.

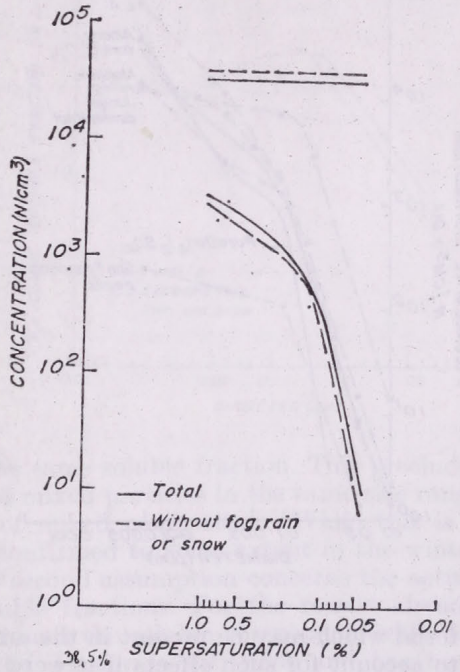


Fig. 2: Average CCN spectra compiled during two-week period from November 24/80 to December 8/80. Shown above the spectra are the average CN values for the same period. The CN values are not related to the supersaturation on the abscissa but merely extended as curves for visual clarity. Total concentration for dashed line 33,000, for solid line 29,000

The relationship between the critical supersaturation (CrSS) of a particle and the quantity of water-soluble material it possesses is unique in the sense that for a given CrSS the absolute amount of the soluble material remains the same regardless of the particle size, although relative amounts (ε_v) in the particles of different size will vary. This means that we can use the CCN spectrum to estimate the quantity of soluble material without reference to the size distribution, simply by converting the CCN spectrum to dry particles of some water-soluble substance, using the relationship between CrSS and dry size for that material. Once the dry particle size distribution is obtained, we may easily determine its mass which will be equivalent to the amount of soluble material in the atmospheric aerosol in a size range specified by the limits of the CCN spectrum. There are, of course, problems associated with this procedure. It is necessary to assume that all the CCN possess some soluble component which is not always true. Still at the low supersaturations dealt with here the concentrations of pure insoluble particles active as CCN will be very much less

than those with some soluble fraction and thus should be of very little consequence. A more difficult assumption is required concerning the molecular constituents of the water-soluble fraction. In the supersaturation range used here (0.05 – 0.3%) most of the particles which are active CCN will be in the submicron range and very likely between 0.06 and 0.6 micron diameter, based on critical supersaturation data. Certainly in this size region ammonium sulphate [$(NH_4)_2SO_4$] is well documented as the principal water-soluble component, thus we use $(NH_4)_2SO_4$ to represent this component. A third assumption is that we can neglect the possible influence of surface-active ma-

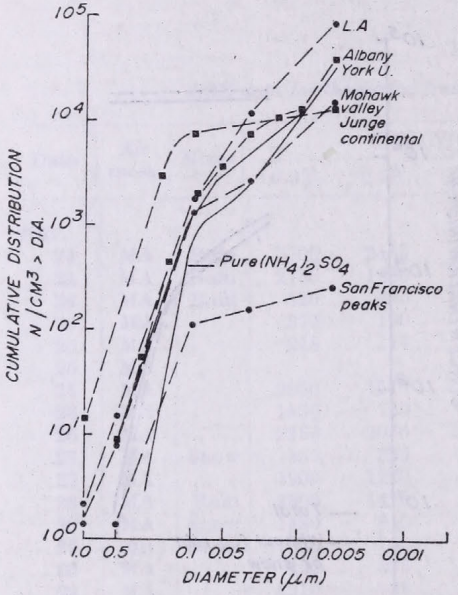


Fig. 3: Cumulative size distributions at indicated locations as determined by *Schaefer* (1976) and *Jiusto and Lala* (1977). Also shown is the Standard Junge Continental Distribution as well as the presumed for this work (York U.). The pure $(NH_4)_2SO_4$ curve results from assuming the dashed curve in Fig. 2 to be composed of pure ammonium sulphate

terial which may be present in the ambient aerosol. It would seem impossible to account for such effects if it were necessary to do so.

The two spectra in Fig. 2 were converted to dry particle size distributions of pure ammonium sulphate. The two distributions were then calculated to have masses of 1.9 $\mu g/m^3$ and 1.6 $\mu g/m^3$ for the total and the no-fog, rain or snow curves, respectively. The medians of the mass distributions were both 0.13 microns diameter.

Generally, for this region one might expect sulphate levels up to 15 $\mu g/m^3$; indeed *Whelpdale* (1978) has shown that during the summer sulphate levels typically may average 5 – 10 $\mu g/m^3$. During the monitoring period of this study two arctic air masses pervaded the region. The more moderate maritime arctic remained for 8 days and provided most of the rain, while a cold dry continental arctic flow occupied the area for 3 or 4 days. Ground wind direction was predominantly northwesterly and at least two stations of the Canadian Air Pollution Network recorded very low sulphate concentrations during the same two-week period. One station located on the northern edge of Lake Superior measured levels at 1.6 $\mu g/m^3$, while a station on Lake Erie, less than 200 km to the southwest of our location, found average concentrations

of 1.0 $\mu g/m^3$ for the period with no-fog, rain or snow, and 1.38 $\mu g/m^3$ for the entire two weeks. These results agree very closely with the values determined using the CCN measurements, suggesting that the CCN spectra are valid, and are useful in estimating sulphate concentrations.

Comparison of the curves in Fig. 2 with the models of *Junge* and *McLaren* (1971) showed these slopes to be steeper than any model results for a constant ε_v. This suggested that there was a significant variation of ε_v through some size range. Before any inferences regarding soluble content can be made, two assumptions are required. One is that within a given size range (presumably

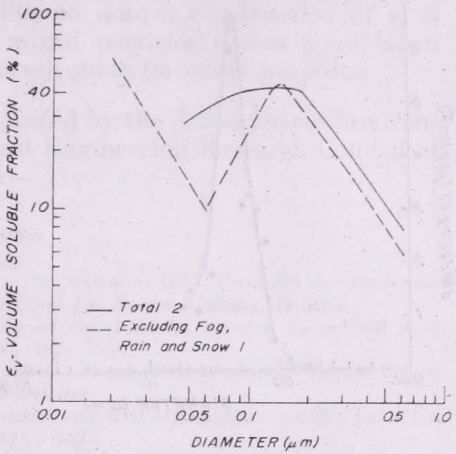


Fig. 4: Volume soluble fraction extracted from the two curves in Fig. 2 and the size distribution in Fig. 3

small) all the particles must possess the same soluble fraction. This precludes having pure soluble, pure insoluble and mixed particles in the same size range and requires all the particles to be of mixed composition. While this is a somewhat sweeping assumption, it is confirmed to some extent in the winter by the results of *Mészáros* (1978). The second assumption concerns the actual composition of the soluble and insoluble fractions. For the reason already discussed we choose $(NH_4)_2SO_4$ to represent the soluble component, while for the insoluble portion knowledge of the density is sufficient and has been assumed here to be 2.65 g/cm^3 (equivalent to SiO_2). A lower value for the density will have a similar effect to increasing the soluble fraction of the aerosol.

Unfortunately, no suitable means was available to measure the size distributions during this sampling episode. Still several "typical" distributions have been measured elsewhere and since the CCN spectra are averaged from several observations, it is felt that a representative distribution might be constructed. General size distributions measured by *Schaefer* (1976) and *Jiusto* and *Lala* (1977) at the indicated locations are shown in *Fig. 3*. Also illustrated is the standard Junge continental distribution. In particular the Albany and Mohawk distributions were felt to be good representatives of our sampling region since the average CN concentration fell in between, they are nearby geographically and the Albany distribution was composed during the winter months as well.

The volume soluble fraction (ε_v) was found by matching CCN concentrations to the size distribution concentrations, hence finding equivalent super-

saturations and diameters. This enabled ε_v to be readily found from critical supersaturation curves. The resulting variations for both CCN spectra are shown in *Fig. 4*. The curve in absence of fog, rain or snow (1) has a volume mean ε_v value of 0.10 for $0.15 \leq d \leq 0.5$ and 0.26 for $0.01 \leq d \leq 0.1$ where d is the diameter in microns. Curve *2* gives for ε_v values of 0.13 and 0.40 respectively. Using the results in Fig. 4, the soluble mass distribution was plotted, in *Fig. 5*, for curve *1*. The median of the distribution is 0.22 microns diameter, while that derived for the total mass was 0.26 microns. Of course, the masses of the

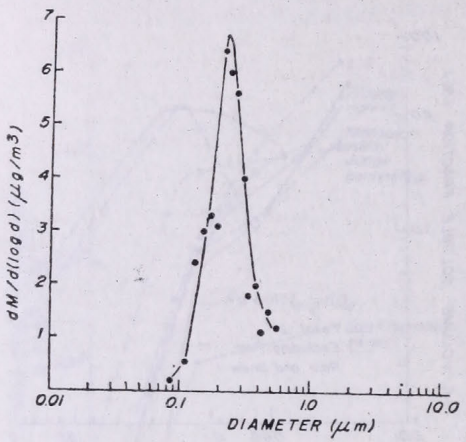


Fig. 5: Mass distribution of soluble material for curve *1* (Fig. 4). Soluble composition was assumed to be $(NH_4)_2SO_4$

distribution were 1.9 and 1.6 $\mu g/m^3$ for curves *2* and *1*, respectively, and the median for *2* was also 0.22 microns. This represents a soluble/insoluble mass ratio of about 14% with respect to the assumed size distribution between 0.05 and 0.5 microns.

The variation of ε_v cannot be validated by comparison of the sulphate mass, since many forms for the variation of ε_v may be used to arrive at the same soluble mass concentration, as already discussed; however, the uniqueness of the interpretation of ε_v may be studied by examining the median diameter of the soluble (or sulphate) mass distribution as well as its spread. Unfortunately, no information is available in this instance concerning the actual distribution of the sulphate.

The variation between the two curves in Fig. 4 would appear easy to explain by the increased coagulation of Aitken particles with submicron particles and enhanced heterogeneous gas-to-particle formation during the periods of high relative humidity. However, conclusions concerning these points are at best tenuous, owing to lack of proper information about the size distributions.

Conclusions

Since for the supersaturation range of operation (i.e. $0.05 - 0.3\%$) virtually all the CCN have some soluble component, then it is reasonable to assume that CCN spectra are a measure of the soluble mass in the submicron region. It has been shown here that CCN spectra may be able to provide good estimates of the sulphate fraction in the submicron range. Indeed this may be a method of validating some CCN counters with natural aerosols.

While it cannot be said that the CCN spectra presented in Fig. 2 are indicative of a continental background aerosol, they do represent a clean continental aerosol modified by local influences, probably the most dominant of which comes from automotive emissions. Some idea of just how clean the air was may be obtained from considering that the arctic aerosol may possess sulphate levels of beyond $1-2$ $\mu g/m^3$ for periods during the winter months (*Rahn* and *Shaw*, 1978).

Several assumptions have been made here in order to extract the variation of the soluble component with size. While assuming a size distribution is avoidable, unless a considerable body of information concerning the mass distribution of soluble material is available, no unique construction of ε_v is possible. Still the assumption of purely mixed particles makes possible an interpretation of ε_v with size, which may be adequate for many purposes.

Acknowledgements. This work was supported by the Atmospheric Environment Service and the National Sciences and Engineering Research Council of Canada.

REFERENCES

Jiusto, J. and *Lala, G. G.*, 1977: Aerosol signature – the winter of 1977. *Proc. 9th International Conference of Atmospheric Aerosols, Condensation and Ice Nuclei, Galway, Ireland.*

Junge, C. E. and *McLaren, E.*, 1971: Relationship of cloud nuclei spectra to aerosol size distribution and composition, *J. Atmos. Sci. 28*, 382 – 390.

Leaitch, R. and *Megaw, W. J.*, 1981: The diffusion tube; a cloud nucleus counter for use below 0.3% supersaturation. Submitted to the *J. Aerosol Sci.*

Mészáros, Á., 1978: On the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles under rural conditions. *Atmos. Environ. 12*, 2425 – 2428.

Rahn, K. and *Shaw, G. E.* 1978: Briefing of Arctic haze and the Arctic aerosol. Paper presented to the *Bureau of Oceans and International Evrinmental and Scientific Affairs*, Department of State, Washington, DC, 20 November.

Schaefer, V. J., 1976: The air quality patterns of aerosols on the global scale. Parts I and II. *Publication No. 406, Atmospheric Sciences Research Centre*, State University of New York, Albany, New York.

Whelpdale, D. M., 1978: Large scale atmospheric sulfur studies in Canada. *Atmos. Environ. 12*, 661 – 670.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Airborne measurements of aerosols and cloud condensation nuclei over Hawaii

F. PARUNGO, C. NAGAMOTO, I. NOLT *and* E. NICKERSON, *Office of Weather Research and Modification ERL/NOAA, Boulder, Colorado 80303, U.S.A.*

Repülőgépes aeroszol- és felhőkondenzációs mag mérések Hawaii fölött. Izokinetikus aeroszol mintavevővel felszerelt kutató repülőgéppel aeroszol mintákat gyűjtöttünk Hawaii fölött 1980 júniusában. A „Nuclepore" szűrőn felfogott részecskéket pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) és röntgenenergia spektrométerrel (XES) tanulmányoztuk. Az eredmények szerint a passzát inverziós felhők szűrőként hatnak az alsóbb légrétegek aeroszol részecskéi – különösen a sórészecskék – szempontjából. Az inverzió alatt az aeroszol koncentráció átlagosan 100 cm^{-3}. A részecskék 50%-a tartalmaz nátriumot és klórt. Az inverzió fölött a részecske koncentráció egy nagyságrenddel alacsonyabb. A nátriumot tartalmazó részecskék az össz-részecskének itt már csak 10%-át teszik ki. Az impaktorral felfogott aeroszol mintákban a szulfát és nitrát részecskéket folt-analízissel azonosítottuk. Amint látható, a szulfát részecskék mindenhol megtalálhatók, míg nitrát részecskék elsősorban a tengerpart mentén mutathatók ki, különösen Hilo közelében. Felhőcseppeket replikátor segítségével gyűjtöttünk, vinilacetáttal bevont filmen. A replikákat SEM-XES rendszerrel vizsgáltuk az individuális kondenzációs magvak (CCN) elemi összetételének meghatározására. Az eredmények szerint a cseppeknek mintegy 60%-a tartalmazott a SEM-mel kimutatható részecskéket (feltehetőleg kondenzációs magvakat). Na-t és Cl-t tartalmazó részecskéket a cseppek 40%-ában, Si, S, K és Ca-t tartalmazó részecskéket a cseppek 20%-ában mutattunk ki. A felhőcsepp nagysága, valamint a kondenzációs mag nagysága és kémiai összetétele közt nem találtunk kapcsolatot.

*

Airborne measurements of aerosols and cloud condensation nuclei over Hawaii. A research aircraft was used to collect aerosol over Hawaii in June 1980 by means of an isokinetic aerosol sampling system. Aerosol samples were collected on Nuclepore filters and analysed with a scanning electron microscope (SEM) and X-ray energy spectrometer (XES). The results show that the trade-wind inversion clouds act as a filter for lower atmospheric aerosols, especially for salt particles. Below the inversion layer the aerosol concentration is approximately 100 cm^{-3}. Na and Cl are present in 50% of the total particles. Above the layer, the particle concentration is one order of magnitude lower. The Na-containing particles reduced to 10% of the aerosol particles. Aerosol particles were also collected with an impactor. Sulfate and nitrate particles were identified with spot tests. It appears that sulfate aerosols are widely distributed whereas nitrate particles are generally found along the seashore, especially close to the city of Hilo. Cloud droplets were collected with a replicator onto a Formvar-coated film. The replicas were examined with SEM–XES system for elemental composition of the individual cloud condensation nuclei (CCN) which were enclosed in the droplet replicas. The results indicated that approximately 60% of the droplets included particles (possibly CCN) visible by SEM. Particles containing Na and Cl were present in 40% of the droplets. Si, S, K, Ca appeared in 20–30%. There seems to be no correlation between cloud droplet size and CCN size, nor any relationship between droplet size and chemical composition of CCN.

*

Introduction. The Hawaiian Islands, located in the Pacific Ocean 4,000 km west of the North American Continent, offer a unique environment for the study of marine aerosols, land-sea-air interactions, local air pollution, and long-range

air pollution transported from industrial America. *Woodcock* (1953) collected aerosol samples over the islands from an aircraft and showed that particle concentration and size varied with altitude, location, and time of sampling. However, he did not use an isokinetic sampling technique; thus the results were limited to giant particles (radius $r > 1$ μm). *Junge* (1957) investigated chemical composition of aerosol particles on the island of Hawaii. However, the results referred to sea level aerosol, and only four kinds of ions were analyzed.

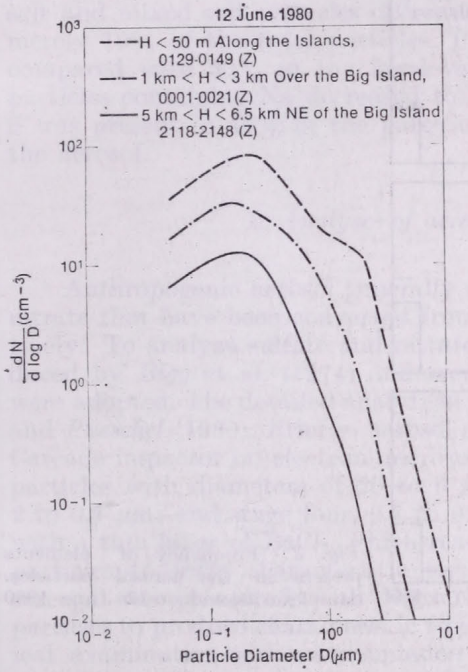


Fig. 1: Aerosol particle size distribution. Samples collected on 12 June 1980

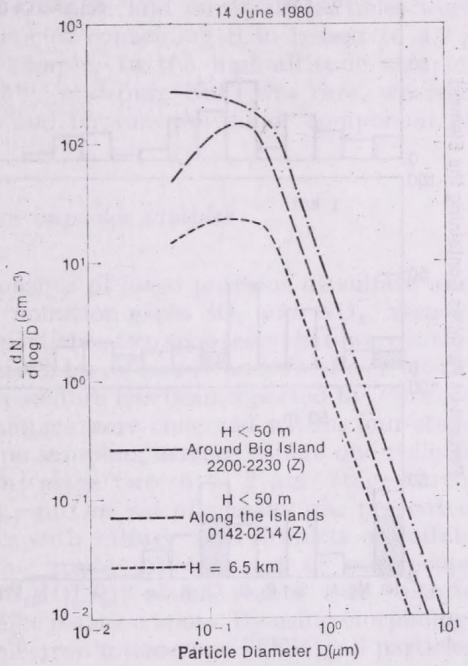


Fig. 2: Aerosol particle size distribution. Samples collected on 14 June 1980

In summer 1980, in conjunction with the NOAA Hawaii Mesoscale Energy and Climate (HAMEC) project, airborne aerosol samples were taken with an isokinetic sampling system from the NOAA research aircraft (P−3). The samples were collected on Nuclepore filters and electron microscope grids and were analyzed for particle concentration and size distribution with scanning and transmission electron microscopes. An X-ray energy spectrometer was used to determine the chemical composition of individual particles. The on-board instrumentation, the flight tracks, and the meteorological conditions during the flight were described by *Nolt* et al. (1980). The in-situ recorded data and sounding systems data sets were compiled by *Dias* et al. (1981). The detailed measurements of aerosols have been documented by *Parungo* et al. (1981). This paper discussed some of the significant results obtained from these aerosol measurements.

1. Analyses of aerosol filter samples

Aerosols were collected from an isokinetic sampling system on Nuclepore filters (pore diameter $d = 0.1$ μm) at ~ 15 L/min, and the filters were brought back to our laboratory for later analyses. A section of the filter was mounted on a carbon block and coated with a thin layer of carbon and then examined with a scanning electron microscope (SEM) with an operational resolution of

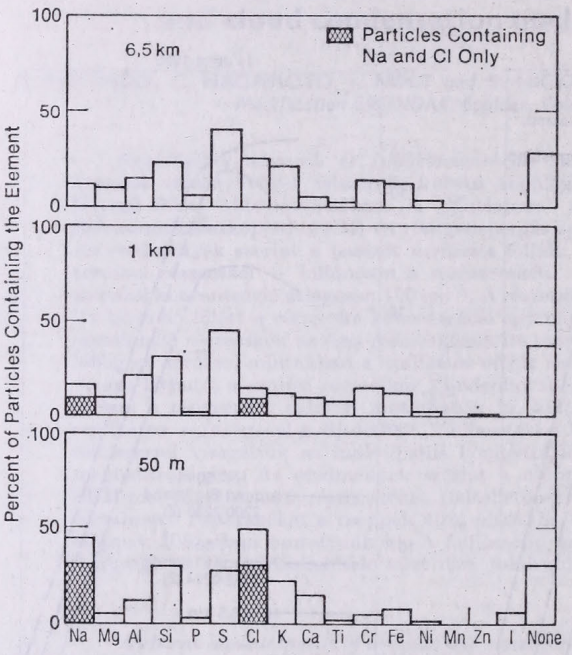


Fig. 3: Frequency of elements present in the aerosol particles. Samples collected on 12 June 1980

0.05 μm. At least 300 particles were measured to obtain particle size distribution for each sample. *Figures 1* and *2* show the results of the samples collected on 12 and 14 June 1980, respectively. Results of other days are similar. At low levels ($H < 50$ m MSL) aerosols were found to be diverse in concentration and size distribution depending on the sampling location and time. Over the open sea the particle concentration was $\simeq 100$ cm^{-3}. Along the coast, the concentration was doubled, and near the city of Hilo, the number of Aitken particles almost tripled. The particle size distribution showed general agreement with Junge's model size distribution of marine aerosol (*Junge*, 1963).

At high altitudes ($5-6$ km MSL) samples were collected upwind (200 km NE), across, and downwind (200 km SE) of the island of Hawaii. The particle concentrations and size distributions of the samples were similar regardless of sampling location, indicating that the air was rather homogeneous and well mixed above the trade-wind inversion. Their concentration was one order of magnitude lower than low-altitude samples.

An X-ray energy spectrometer (XES) which is interfaced with the SEM enables elemental analysis of individual particles. All elements in a particle

whose atomic number is greater than 9 can be detected in one spectrum. From each filter sample, we randomly selected 180 particles including 100 particles with $d \leq 1$ μm and 80 particles with $d > 1$ μm for X-ray analysis. The frequency with which an element appears in the particles, i.e., the percentage of particles containing certain elements, is recorded for comparison. *Figure 3* shows an example of the results. In the samples collected at 50 m over the ocean, approximately 30% of the total particles contained Na and Cl only; they were pure salt. Salt mixed with other elements such as Si, S, K, and Ca contributed another 20%. Twenty percent to 30% were organic particles or soot, which emitted no detectable X-ray, and 30% of the total particles contained S. For the sample collected at the middle level (1 – 3 km), salt and mixed salt particles decreased to 15%, and pure salt particles were merely 10% of the total particles. Particles containing S increased to 45% compared with 30% in the low-level sample. In the high-altitude sample, particles containing Na decreased to 10%, and pure NaCl was rare, whereas S was present in 40% of the particles and became the major component of the aerosol.

2. *Analyses of aerosol impactor samples*

Anthropogenic aerosol generally consists of large portions of sulfate and nitrate that have been converted from pollution gases SO_2 and NO_x, respectively. To analyze sulfate and nitrate particles, two spot tests that were introduced by *Bigg* et al. (1974) and modified by *Mamane* and *De Pena* (1978) were adopted. The detailed analytical procedure has been reported by *Parungo* and *Pueschel* (1980). Briefly, aerosol samples were collected with a four-stage Cascade impactor on electron-microscope sampling screens. Stage one collects particles with diameters of 20 to 6 μm; stage two, 6 to 2 μm; stage three, 2 to 0.7 μm; and stage four, 0.7 to 0.2 μm. One set of screens was precoated with a thin layer of $BaCl_2$, which reacts with sulfuric acid droplets or sulfate particles to form characteristic circular spots. Another set of microscope screens was precoated with Nitron ($C_{20}H_{16}N_4$), which reacts with nitrate particles to produce characteristic fiberlike reaction spots. By using morphological examination with a transmission electron microscope (TEM), all particles containing sulfate or nitrate can be counted in one observation in contrast to X-ray analysis, which is performed on one particle at a time. Furthermore, volatile particles can evaporate in the high vacuum under the intensive electron beam when examined with the SEM-XES system. In spot tests, sulfate or nitrate are fixed to form stable spots, which will remain to be identified. Therefore, the spot test can detect more sulfate particles than the XES analysis. Also, this technique is especially useful in detecting nitrate particles since X-ray analysis fails to do so. (Elements N and O are too light to yield detectable X-rays.)

In 5 days of airborne surveys, we collected 15 samples at various times and locations. The results of the spot tests are listed in *Table I*. All samples showed that $\geq 90\%$ of the 4th-stage particles ($0.2 < d < 0.7$ μm) contained sulfate. This indicates that sulfate was the predominant component of small particles regardless of time, location, or meteorological condition. In general, large particles contained less sulfate; however, large sulfate particles were found in various percentages in all locations.

The nitrate particles were found mostly along the coast, in the early

TABLE I

Analysis of sulfate and nitrate by spot tests

Sample no.	Date and time (Z)[1]	Location[2] and condition	% of sulfate particles on each stage				% of nitrate particles on each stage			
			1	*2*	*3*	*4*	*1*	*2*	*3*	*4*
1	12 June 2108 – 2156	$H = 6.5$ km 200 km NE Sunny	0	15	90	–	0	0	0	0
2	14 June 1352 – 1554	$H = 6.5$ km From 200 km NE to SE Rain	25	25	50	100	0	0	0	0
3	14 June 2217 – 2317	$H < 50$ m Around the island	0	30	10	90	0	0	0	0
4	14 June 2330 – 0030	$H = 6.5$ km from SW to NE	0	20	50	90	0	0	15	0
5	14 June 0142 – 0235	$H < 50$ m Channel	0	20	25	90	0	0	90	0
6	17 June 1441 – 1511	$H = 6.5$ km SW Cloudy	0	0	10	99	0	0	0	0
7	17 June 1540 – 1630	300 – 1000 m Over island to NE Cloudy	0	25	70	100	0	40	20	0
8	17 June 1714 – 1914	$H < 50$ m Channel	15	50	70	95	15	65	95	0
9	19 June 1505 – 1550	$H < 1$ km East coast Clear	0	70	60	90	0	0	50	10
10	19 June 1604 – 1739	$H < 1$ km North coast	0	50	95	90	30	50	90	25
11	19 June 2346 – 0015	$H = 6.5$ km SW	10	10	20	90	10	5	0	0
12	19 June 0020 – 0040	$H = 6.5$ km over land	10	10	30	90	10	5	0	0
13	19 June 0047 – 0140	$H = 6.5$ km NE	0	50	60	99	0	5	0	0
14	19 June 0155 – 0210	$H = 6.5$ km Channel	20	20	30	90	0	5	0	0
15	22 June 2015 – 2121	$H < 50$ m NW	0	50	90	90	0	50	70	10

[1] Z is Greenwich time which is 10 hours later than Hawaii standard time

[2] Location relative to the Island of Hawaii; channel refers to a series of islands between Hawaii and Oahu; H = altitude (MSL)

morning, especially downwind of Hilo (samples 7, 8, 9, 10 and 15 in Table I). They were generally in large sizes ($d > 1$ μm). Similar results concerning nitrate particles elsewhere were reported by *Junge* (1956) and *Parungo* and *Pueschel* (1980). All results indicate that nitrate particles are produced by the interaction of land and marine air masses. Nitrogen oxide gases, which are generated from land either anthropogenically or biologically react with sea spray droplets to form large nitrate particles. Because of their large sizes, they are less mobile and more sedimentary. Therefore they are generally concentrated near the coast.

3. *Analysis of cloud-particle replica samples*

A cloud-particle replicator designed and built by *Hallett* et al. (1978) was installed in the P−3 aircraft. The instrument consists of a roll of 16 mm movie film, Formvar solution, and a long arm extending outside the aircraft. In operation, the film is coated with a layer of the Formvar solution and travels along the arm continuously to pass a slit which exposes the film to the cloud. Particles entering the slit are caught in the wet, soft Formvar coating which dries before reaching the take-up spool. Cloud particles leave permanent replicas on the film and all the non-volatile materials in the cloud particles (cloud condensation nuclei, ice nuclei, solute or scavenged particles, etc.) will be left inside the droplet replicas. The slit is not designed to take air isokinetically; small droplets ($d < 2$ μm) generally escape capture. Because liquid water spreads on impact, the diameter of drop replicas is approximately 1.25 X as large as the real cloud droplets.

Examination of cloud-drop replicas with the SEM-XES system shows that many drops (60%) included solid particles. These particles probably served as cloud condensation nuclei to initiate the growth of cloud drops. During replication, drops evaporated and left CCN behind. Another portion of the drop replicas (40%) did not contain any SEM-visible particles even when examined with the highest magnification (100,000 X). Since homogeneous nucleation is practically impossible, an absence of any residue in the replica may be explained by one of the following reasons: (1) CCN were volatile particles that evaporated during SEM examination; (2) CCN were too small to be detected by SEM; (3) drops split and the secondary drops may not contain the original CCN; or (4) CCN dissolved in the drops which evaporated to leave too thin a layer of CCN material to be detected by SEM. Among the detectable CCN, we used XES to analyze their elemental compositions. *Figure 4* shows cloud-drop replicas, their CCN, and the X-ray spectra of individual CCN. We analyzed 200 CCN for each cloud penetration sample. Two examples of the results are shown in *Fig. 5*. Approximately 40% of the replicas contain no visible CCN; 30 to 40% contain salt, but only 10% are pure NaCl. Si, S, K, and Ca appeared frequently (20%−30%). The results indicate that the elemental compositions of CCN are similar to low-altitude marine aerosols; however, even in the clouds over the ocean, not only NaCl but also other marine substance served as CCN. There seems to be no correlation between droplet size and CCN size, or CCN chemical composition. These observations agree with *Rasool's* (1973) discussion that CCN size and chemical composition may affect a droplet's initial growth rate, but once the droplets reach a critical size (a few micrometers), the growth is no longer dependent on

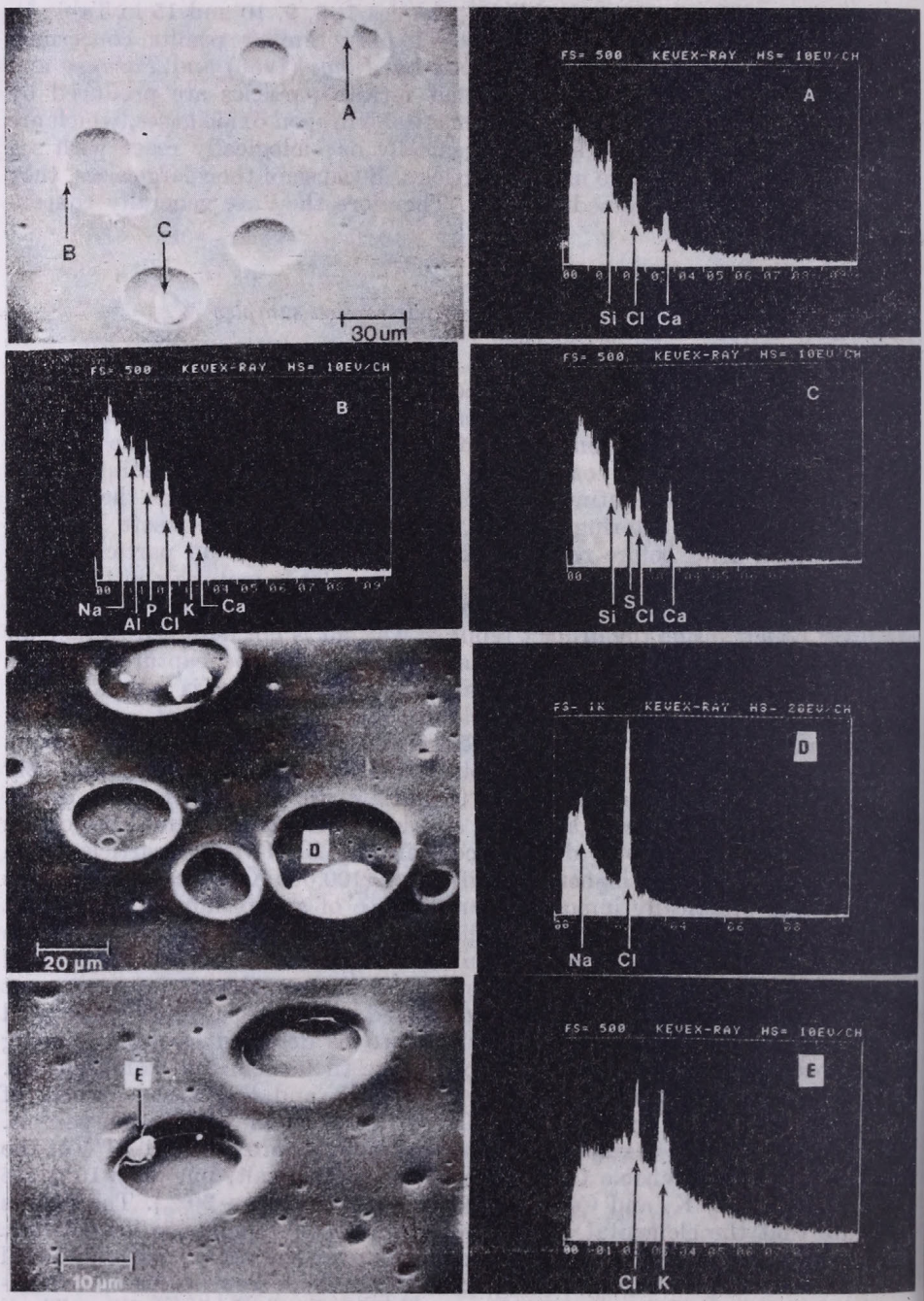


Fig. 4: Electron micrograph of cloud-drop replicas, the CCN inside the drops and their X-ray energy spectra

these factors. Therefore when we examined the matured cloud drops, some large drops (20 to 30 μm) may have contained various sizes of CCN with wide-range chemical compositions, and some small drops (2 to 5 μm) may have included a large salt particle.

4. Conclusion

Airborne measurements of aerosols and cloud condensation nuclei (CCN) were carried out in June 1980 over Hawaii. Throughout this period, the large-scale upper-level westerly flow (at $\sim$600 mbar) was dominated by the tropical

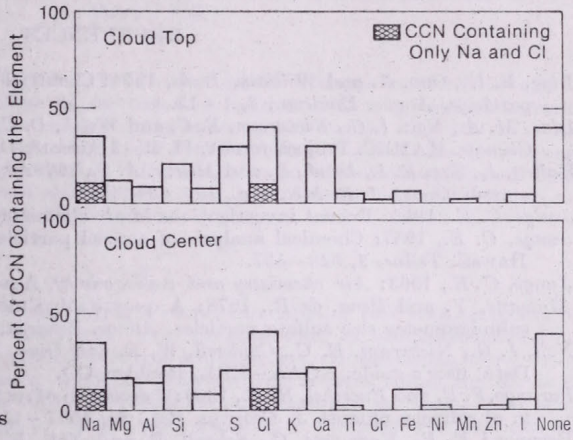


Fig. 5: Frequency of elements present in CCN

upper tropospheric trough and at lower levels the easterly trade winds prevailed. The trade-wind inversions with various depths generally occurred at $\sim$2 km MSL. The trade-wind clouds acted as filters for most marine aerosols. Below the clouds the aerosol concentration was measured at approximately 10^2 cm^{-3}. The elemental analysis by XES showed that Na and Cl were present in 50% of the total particles including 30% containing only Na and Cl as in pure salt, and 20% mixed with other elements. Above the cloud layer, aerosol concentration was one order of magnitude lower and particles containing Na decreased to 10% of the total particles. CCN that remained in cloud-drop replicas were analyzed with XES also .The results showed that Na and Cl were present in 40% of the cloud drops; S, K, or Ca appeared in 20$-$30%, indicating hygroscopic particles served as CCN-forming cloud drops either remaining in the clouds or precipitating out. Therefore, the concentration of marine aerosols, specially Na-containing particles, were distinctively reduced above the trade-wind clouds. However, the relative concentration of S-containing particles did not decrease with increasing altitude; in some cases it even increased slightly. One explanation is that the ocean releases large amounts of S-containing gases such as H_2S and organic sulfide that are oxidized in the atmosphere and converted into sulfate particles as they diffuse to a higher altitude. Another explanation may be the long-range air pollution transported from industrial North America. Spot test result shows that most submicron particles are sulfate, indicating they are most likely formed by gas-to-particles conversion. The nitrate particles are larger ($d > 1$ μm) and present near the

islands; they are probably from local pollution. The reduction of Cl-containing particles with increasing altitude is not proportional to Na. This may be due to Cl in sea salt being replaced by sulfate or nitrate (*Robbins* et al., 1959) to release HCl gas which later recombines with other air components to form different aerosols at higher altitudes.

Acknowledgments. Drs. *R. Schnell*, *A. Delaney*, and Mr. *D. Eyre* developed the isokinetic aerosol sampling system. We thank Dr. *C. Emmanuel* and Mr. *J. Zysko* of NOAA Research Facilities Center and the P–3 crew for their assistance in carrying out this project, and Mr. *W. R. Caldwell* for assistance in the in-flight sampling.

REFERENCES

Bigg, E. K., Ono, A. and *William, J. A.*, 1974: Chemical test for individual submicron aerosol particles. *Atmos. Environ., 8*, 1–13.

Dias, M. A., Nolt, I. G., Nickerson, E. C. and *Welsh, D. C.*, 1981: *Hawaii Mesoscale Energy and Climate*, HAMEC. Project report, II. P–3 Aircraft Data Sets NOAA–ERL, Boulder, CO.

Hallett, J., Sax, R. I., Lamb, D. and *Murty, A. S.*, 1978: Aircraft measurements of ice in Florida cumuli. *Quart. J. R. Met. Soc., 104*, 63–661.

Junge, C. E., 1956: Recent investigations in air chemistry. *Tellus 8*, 127–139.

Junge, C. E., 1957: Chemical analysis of aerosol particles and of gas traces on the island of Hawaii. *Tellus, 9*, 528–537.

Junge, C. E., 1963: *Air chemistry and radioactivity.* Academic Press, New York and London.

Mamane, Y. and *Pena, de R.*, 1978: A quantitative method for the detection of individual submicrometer size sulfate particles. *Atmos. Environ., 12*, 69–82.

Nolt, I. G., Nickerson, E. C., Caldwell, W. R. and *Dias, M.*, 1980: HAMEC project report, I. Data user's guide. NOAA–ERL, Boulder, CO.

Parungo, F. P. and *Pueschel, R. F.*, 1980: Conversion of nitrogen oxide gases to ni trate particles in ol refinery plumes. *J. Geophys. Res., 85*, 4507–4511.

Parungo, i F. P., Nagamoto, C., Schnell, R. and *Nolt, I.*, 1981: HAMEC project report *Atmospheric aerosol and cloud microphysics measurements.* III. NOAA–ERL, Boulder, CO.

Rasool, S. I., 1973: *Chemistry of the lower atmosphere.* Plenum Press. N. Y., 335.

Robbins, R. C., Cadle, R. D. and *Eckhardt, D. L.*, 1959: The conversion of sodium chloride to hydrogen chloride in the atmosphere. *J. Meteorol., 16*, 53–56.

Woodcock, A. H., 1953: Salt nuclei in marine air, a function of altitude and wind force. *J. Meteorol., 10*, 362–371.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2—4. szám, 1982. március—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2—4. March—August 1982, Budapest

Arctic aerosols in surface air

R. JAENICKE and L. SCHÜTZ, *Institute for Meteorology, University of Mainz, Saarstrasse 21, D—6500 Mainz, F.R.G.*

Talajközeli aeroszol az Arktiszon. 1980 nyarán három hónapon keresztül aeroszol méréseket végeztünk a talajközelben az Arktiszon. A kondenzációs mag méréseink szerint az igazi arktikus levegőben a kondenzációs mag koncentráció kisebb, mint 100 cm^{-3}. Az Európai-Arktisz nagy részét az Arktiszon belül lévő források szennyezik. Az aeroszol nagyság szerinti eloszlása a háttér viszonyokra várhatónál alacsonyabb értékeket mutat. Bizonyos feltételek mellett a gázból való részecskeképződés jelentéktelen, míg az 1—10 μm sugarú részecskék hamar kikerülnek a légkörből.

*

Arctic aerosols in surface air. During 3 months in summer 1980 measurements of the arctic surface aerosol were performed. The measurements of the condensation nuclei concentration permit the conclusion that true arctic air has concentrations below 100 cm^{-3}. Large portions of the European Arctic are polluted from sources within the Arctic itself. The aerosol size distribution shows lower values than expected for background aerosols. Under certain conditions, gas-to-particle conversion is not present and particles in the range 1 μm to 10 μm in radius have been removed from the aerosol.

*

Introduction. The study of atmospheric trace substances depends not only on the special interest in one of those substances, but also on

- the availability of sufficiently sensitive measuring devices and
- access to measuring platforms.

In low latitudes, access to measuring platforms usually is available. In polar regions access is limited, and mostly, standard measuring procedures are too insensitive for detecting atmospheric trace substances there.

In summer 1980 it was one of those rare circumstances when

- the Swedish icebreaker YMER was offered as research vessel in the Arctic Ocean to the scientific community and simultaneously,
- a very sensitive Condensation Nuclei Counter became available.

This gave the unique opportunity to study (in connection with other instruments available) the complete size distribution of the natural aerosol in the arctic region.

Usually the polar front is an effective border between air masses. In addition, the pronounced precipitation connected with the polar front effectively removes aerosols from the air. In summer the polar front is moved to the north and thus major anthropogenic aerosol sources remain in the south. Thus, the polar regions during summer should be assumed as areas with minor

anthropogenic influences. It was claimed recently (*Rahn* and *McCaffrey*, 1980) that in the winter season the Arctic is influenced from polluted European air masses after being transported over European Russia and further to the north. In addition, modern oil activities in this region require extensive research on the pre-situation in order to assess possible effects on future developments. Quite surprisingly extensive measurements in summer are lacking.

Instrumentation and measuring platform

During July, August, and September 1980 the Swedish icebreaker YMER operated mostly in permanent ice in the area of Greenland, Svalbard, and Franz-Joseph-Land up to 82.5°N latitude. The air chemistry activities were concentrated on one of the upper decks (16 m above the water surface) in the front of the ship. In order to avoid contamination from the ship itself, scientific activities on the ice, or helicopter flights, the complete air chemistry program was protected by the below-described Condensation Nuclei Counter, which turned off all instruments if a preset condensation nuclei concentration level was exceeded. Condensation nuclei (0.001 μm − 0.1 μm in radius) are produced not only naturally but also in connection with human activities. They are formed by gas-to-particle conversion and are a link betwen trace gases and aerosols. Thus they serve as a very sensitive indicator for anthropogenic pollution.

The condensation nuclei were counted with a continuous Flow Condensation Nuclei Counter[1] (TSI-Counter). For concentrations below 1,000 cm^{-3} the instrument counts individual droplets and thus can be regarded as a direct counter. Its lower detection limit with regard to particle concentration was never reached during the campaign. In contrast to classical condensation nuclei counters, the instrument uses *n*-butyl alcohol as working fluid instead of water. Comparisons with a pocket counter (*Jaenicke*, 1980a) showed a 10% higher concentration readout of the TSI-Counter ($N < 1{,}000$ cm^{-3}). That is acceptable if one keeps in mind the agreement of condensation nuclei counters in general (*Liu* et al., 1979), which is a factor of 2, roughly.

The size distribution of the condensation nuclei was determined in connection with a Diffusion Denuder[2]. This system worked discontinuously and delivered one size distribution every 2 h if not disturbed by local human activities. The evaluation of the penetration dates of the Diffusion Battery requires extensive numerical treatment. The method used has been developed in the authors' institute but has not been yet published.

Further three instruments were used to determine the size distribution of the large particles, namely a Double Stage Impactor (0.1 μm − 1.5 μm in radius), an Impactor (1μm − 30 μm in radius), and a Free Rotating Impactor (20 μm − 200 μm in radius). These instruments are described elsewhere (*Jaenicke* et al., 1971). The collection time for these instruments was up to 12 h and because of frequent interruptions, a complete size distribution could only be measured once every 1 or 2 days. The measurements were analyzed onboard.

[1] No. 3020 of Thermo Systems Inc., St. Paul, Minnesota, USA, based on *Bricard* et al. (1976)
[2] No. 3040 − 1 of Thermo Systems Inc., St. Paul, Minnesota, USA, based on *Sinclair* and *Hoopes* (1976)

Condensation nuclei concentration

The concentration of condensation nuclei varied between 5 cm^{-3} and several thousand per cm^3 in individual measurements, respectively 20 cm^{-3} and several thousand per cm^3 as 12-h averages. To our knowledge, such low concentrations have only been published by *Bullrich* et al. (1968) for locations on the islands of Hawaii. Values similiar to our maximum concentrations have been reported for Greenland on certain occasions by *Flyger* et al. (1980).

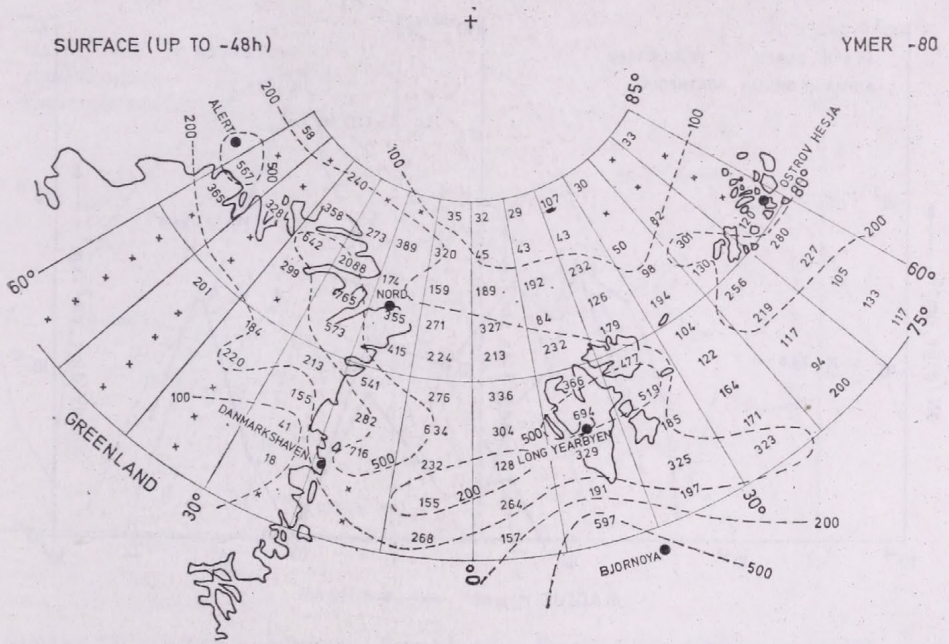


Fig. 1: Average condensation nuclei concentrations (in cm^{-3}) calculated for 12 h positions of surface trajectories over three summer months 1980. The area in the north – east corner obviously has very low nuclei concentrations

In order to organize the results and understand the large variation in condensation nuclei concentration, air mass trajectories have been calculated in steps of 12 h for 48 h backward. Surface level trajectories will be used in this paper because of the stable stratification of arctic air. In addition, the result of this study will justify the use of surface trajectories.

At the 12 h locations determined by the trajectories, the concentration of condensation nuclei was calculated. No source and no mixing was assumed, and the aerosol was permitted to age with a 5-day residence time. A 5-day period is a rather long residence time as compared with the usual 2 days (*Jaenicke*, 1980b), but it is justified because of the reduced removal mechanism in the Arctic. *Figure 1* shows the result. A grid pattern with spacing of 1° N – S and 10° E – W of average concentrations of condensation nuclei has been calculated for the 3 months of observations. Extremely clean air with concentrations below 100 cm^{-3} can be seen on Greenland and north of Svalbard. A region of rather high concentrations ($N > 200$ cm^{-3}) reaches from Northern

Greenland to Svalbard. Concentrations of $N > 500$ cm^{-3} mostly can be located at centers of known human activities, as named in *Fig. 1.* Other human activities are connected with the YMER expedition itself on the Northeast Island of Svalbard (grids 78° – 80° N, 20° – 30° E). In addition, several expeditions travel to the north of Greenland each summer. This explains most of the regions with $N > 500$ cm^{-3}, and encourages even to assume anthropogenic activities (ship surface transport) in the remaining grids with $N > 500$ cm^{-3}. Quite surprising is the rather clean air between Svalbard and Bjornoya (Bear

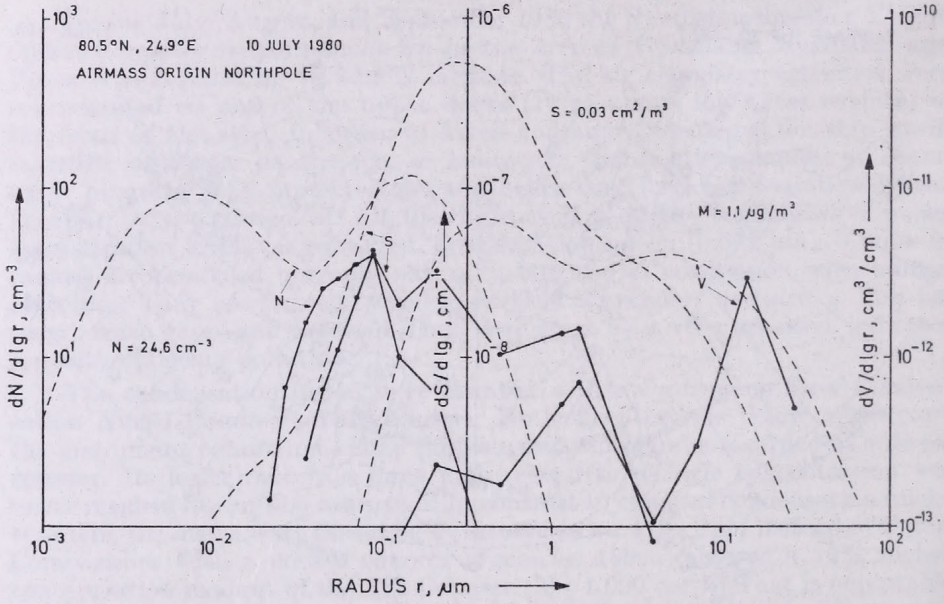


Fig. 2: The aerosol size distribution of very clean arctic air. There are given the number, surface and volume order for a model background distribution (without sea salt) (dashed line) and the actual distribution (solid line) for comparison

Island). These observations were made with air masses coming from the south, from Europe. Obviously, during transport the air was cleansed from condensation nuclei originating in Europe. It seems as if Europe were not the origin of the high condensation nuclei concentrations in the Arctic. This "pollution" seems to originate from human activities in the Arctic itself.

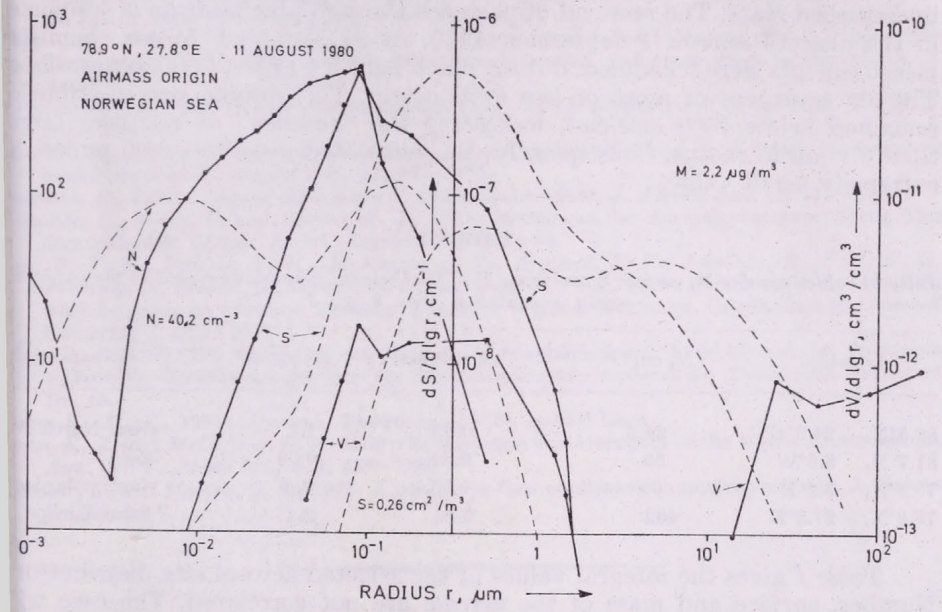
This result for the summer supplements the hypothesis of *Rahn* and *McCaffrey* (1980) about a European genesis of the winter arctic aerosol. In winter, the polar front is moved to the south and thus major centers of anthropogenic pollution are enclosed in the arctic air. This problem is discussed at length by *Rahn* (1981).

Complete size distribution of arctic aerosols

The above-described knowledge about human influence on the arctic aerosol was obtained *after* the expedition. *During* the expedition, the arrival of true arctic aerosol was not foreseeable, hence a complete size distribution was

nly occasionally obtained. *Figure 2* shows the case of 10 July 1980 at 0.5° N, 24.9° E, with air originating from the North Pole.

The size distribution is plotted in its number, surface and volume order. 'or comparison, the model background distribution (without sea salt) (*Jaenicke*, 980b) is given. The number concentration shows a distinct maximum around .1 μm particle radius. The total concentration was $N = 24.6$ cm^{-3}. No particles ave been observed below 0.01 μm and above 30 μm in radius. When comparing iis distribution to the background aerosol, one can see that for all radii lower



7. 3: Same as *Fig. 2*, but with air from the Norwegian Sea. Practically no particles are present in the range 1 – 10 μm

ncentrations are observed (up to a factor of 10), and the smallest particles e absent. From all we know, this is a well-aged aerosol without gas-to-rticle production.

During parts of the YMER cruise, SO_2 measurements have been performed *Ockelmann*[3] (*Meixner*, 1981). Usually mixing ratios of 10 – 15 pptv have en observed. 10 July 1980 is the only day with SO_2 mixing ratios below the tection limit of 6 pptv. Of similiar shape is a distribution of 23 August 1980 m 78.8° N, 3.2° E with air originating from the permanent ice north of albard.

The situation is different on 11 August 1980 at 78.9° N, 27.8° E, a day ecially selected for air chemistry measurements. The air originated from Norwegian Sea. The distribution, *Fig. 3*, shows a lack of particles in the m – 10 μm range, even if particles up to 200 μm have been counted. This ld be the result of precipitation removal, because the air originated from region of the polar front with its intensive precipitation. Particles around

[3] Private communication

0.1 μm in radius are more abundant than in the model background aeroso and come close to the model remote continental aerosol (*Jaenicke*, 1980b) The existence of particles around 0.001 μm indicates gas-to-particle formation The condensation nuclei concentration was 402 cm^{-3}, indicating anthropogeni influences. The distribution is comparable with observations in Ny-Ålesund Svalbard as published recently (*Heintzenberg*, 1980). Ny-Ålesund, north o Longyearbyen certainly is a remote location, but as Fig. 1 shows, it is locate in an area of increased condensation nuclei concentration. Such measurement indicate how far the aerosol in the Arctic already deviates from its natura undisturbed state. The removal of particles through precipitation is supporte in the observations of 1 September 1980. At 81.7° N, 8.6° W air chemistr measurements were scheduled, during which light fog (VV < 1,000 m) develope The air mass was of more or less local origin. The volume size distributio remained below 10^{-13} cm^3/cm^3, indicating the "absence" of particles large than 0.1 μm in radius. Consequently, the calculated mass was 0.09 μg/m^3, a extremely small value.

TABLE I

Integral values number N, surface S and mass M of four selected aerosols discussed in the paper an partly presented in Figs. 2 and 3

Location	N, cm^{-3}	S, cm^2/m^3	M, μg/m^3	Remarks
80.5°N, 24.9°E	24.6	0.03	1.1	from North Pol
81.7°N, 8.6°W	59	0.01	0.09	fog
78.8°N, 3.2°E	69	0.05	0.5	from polar ice
78.9°N, 27.8°E	402	0.26	2.2	from Europe

Table I gives the integral values of the selected aerosol size distributions Number, surface and mass of the aerosol are not correlated. The case wit typical particle concentrations (400 cm^{-3}) for background air shows a tota mass by a factor of ten lower than expected for background air. Masswise this air is very clean.

Conclusions

Measurements of the arctic aerosol in summer indicates a strong huma influence. The anthropogenic source seems to be located within the Ar tic itself. Obviously, European sources influence this aerosol only to a minor extent True arctic aerosols have condensation nuclei concentrations below 100 cm and can be observed on rare occasions only. These low concentrations mos probably have not been detected in earlier measurements (*Flyger* et al., 1980 because of the insufficient sensitivity of the instrument used. The reported high concentrations of condensation nuclei in that paper – and unexplained so far – could originate from human sources in the Arctic, even 1,000 km away.

The size distribution of arctic aerosols reveals a well-aged aerosol in the range 0.01 μm to 30 μm and concentrations up to a factor of 10 lower than model background distributions.

Acknowledgement. This work was made possible through the invitation and support of the Swedish government and the German Science Foundation through its Sonderforschungsbereich "Atmospheric Trace Substances". We

vould like to thank Prof. Dr. *V. Schytt*, scientific leader of the YMER expe-
lition, and Mr. *V. Johannes* and Dr. *P. Winkler*, participants during part of
he cruise.

REFERENCES

ricard, J., Delatte, P., Madelaine, G. and *Pourprix, M.*, 1976: Detection of ultra-fine particles by means of a continuous flux condensation nuclei counter; in: *Fine particles. B.Y.H. Liu* (Editor), Academic Press, New York.

ullrich, K., Eiden, R., Jaenicke, R. and *Nowak, W.*, 1968: Solar radiation extinction, sky radiation, sky light polarization and aerosol particle total number and size distribution on the Island Maui (Hawaii). *Pageoph 69*, 280–319.

lyger, H., Heidam, N. Z., Hansen, K. A., Rasmussen, L. and *Megaw, W. J.*, 1980: The background levels of the summer tropospheric aerosol and trace gases in Greenland. *J. Aerosol Sci., 11*, 95–110.

leintzenberg, J., 1980: Particle size distribution and optical properties of Arctic haze. *Tellus 32*, 251–260.

aenicke, R., 1980a: The Scholz pocket-counter and its modification – A direct condensation nuclei counter. *J. Aerosol Sci., 11*, 263–265.

aenicke, R., 1980b: Atmospheric aerosols and global climate, *J. Aerosol Sci., 11*, 577–588.

aenicke, R., Junge, C. and *Kanter, H. J.*, 1971: Messungen der Aerosolgrössenverteilung über dem Atlantik. *Meteor Forsch.-Ergebnisse B7*, 1–54.

iu, B. Y. H., Pui, D. Y. H., McKenzie, R. L., Argawal, J. K., Jaenicke, R., Pohl, F. G., Preining, O., Reischl, G., Szymanski, W. and *Wagner, P. E.*, 1979: Recent experiments of the working group on ultrafine aerosols. *The 1979 WUFA Workshop.* Gesellschaft für Aerosolforschung *7*, 245–252.

leixner, F., 1981: Die vertikale Verteilung des atmosphärischen Schwefeldioxids im Tropopausenbereich. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt*, Nr. 45.

ahn, K. A., ed., 1981: *Atmosph. Environm., 15* (8), special issue.

ahn, K. A. and *McCaffrey, R. J.*, 1980: On the origin and transport of the winter Arctic aerosol. *Ann. N. Y. Acad. Sci., 338*, 486–503.

inclair, D. and *Hoopes, G. S.*, 1976: A continous flow condensation nucleus counter. *J. Aerosol Sci., 6*, 1–7.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Measurements of the relationship between the dry size and critical supersaturation of natural aerosol particles

J. W. FITZGERALD and W. A. HOPPEL, *Naval Research Laboratory, Washington, DC 20375, U.S.A.*

A természetes aeroszol részecskék száraz nagysága és a kritikus túltelítettség közötti kapcsolat mérése. Ismert r_0 sugarú részecskék S_c kritikus túltelítettségét mértük. A kapott adatokat használtuk fel az $S_c = K.r_0^{-3/2}$ összefüggés K konstansának meghatározására. A kísérleti berendezés a következő volt: Egy mozgékonyság-analizátor alacsony relatív nedvesség mellett a kívánt szűk nagyságtartományban részecskéket bocsát be egy termál-gradiens diffúziós felhőkamrába, ahol a részecskék aktiválásához szükséges túltelítettség mérhető. Huszonhat esetben határoztuk meg K értékét a következő helyeken: Washingtonban (DC), Chesapeake-öböl déli részén és New Jersey és Virginia partjain (a tenger fölött). A mozgékonyság-analizátor által átbocsátott részecskék közepes sugara 0,02 és 0,071 μm között volt. K értéke $1{,}82 \times 10^{-11}$ cm$^{3/2}$ és $4{,}07 \times 10^{-11}$ cm$^{3/2}$ tartományban változott, $2{,}44 \times 10^{-11}$ cm$^{3/2}$ közepes értékkel. Ezzel szemben az azonos nagyságú tiszta NaCl és $(NH_4)_2SO_4$ részecskékre K elméleti értéke rendre $1{,}2 \times 10^{-11}$ és $1{,}7 \times 10^{-11}$ cm$^{3/2}$ (20 °C-nál).

*

Measurement of the relationship between the dry size and critical supersaturation of natural aerosol particles. The critical supersaturation (S_c) of atmospheric aerosol particles of known dry size (r_0) was measured. These data were used to evaluate K in the relationship $S_c = Kr_0^{-3/2}$. The experimental method consists of using a mobility analyzer to transmit a narrow size range of particles at low relative humidity to a thermal gradient diffusion cloud chamber, where the supersaturation necessary to activate the particles is measured. Twenty-six determinations of K have been made for aerosols sampled in Washington, DC, in the southern part of Chesapeake Bay and off the coasts of New Jersey and Virginia. The mean radius of the particles transmitted by the mobility analyzer was varied from 0.02 μm to 0.071 μm. K was found to range in value from 1.82×10^{-11} cm$^{3/2}$ to 4.07×10^{-11} cm$^{3/2}$ at 20°C, the average value of K being 2.44×10^{-11} cm$^{3/2}$. By contrast, the theoretical values of K for pure NaCl and $(NH_4)_2SO_4$ particles are approximately 1.2×10^{-11} cm$^{3/2}$ and 1.7×10^{-11} cm$^{3/2}$, respectively, at 20°C.

*

Introduction. The supersaturation spectrum of cloud condensation nuclei (CCN) is one of the factors controlling the number and size of droplets in the lower regions of cumulus clouds. For this reason considerable effort has been spent in measuring CCN spectra over the last twenty years. Most data on the CCN spectrum above 0.2% supersaturation has been obtained with thermal gradient diffusion cloud chambers (TGDCC). However, the CCN spectrum can also be obtained from the dry aerosol size distribution if the relationship between the dry size (r_0) and critical supersaturation (S_c) of aerosol particles is known.

The relationship between S_c and r_0 for partly soluble particles may be written

$$S_c = \left[\frac{4A^3}{27B}\right]^{1/2} r_0^{-3/2} = K r_0^{-3/2} \tag{1}$$

where $A = 4.33 \times 10^{-7} \sigma'/T$ and $B = \overline{\nu}\overline{\Phi}\varepsilon M_w \varrho_0 / \varrho_w \overline{M}_s$. In A and B, ε is the mass fraction of soluble material in the particle; σ' is the surface tension of the droplet at its critical radius; T is temperature; $\overline{\nu}$ is the mean number of moles of ions per mole of salt mixture; $\overline{\Phi}$ is the observed practical osmotic coefficient; M_w is the molecular weight of water; $\overline{M}_s$ is the molecular weight of the soluble material; ϱ_0 is the density of the particle in dry state; and ϱ_w is the density of water. In deriving this equiation, it is assumed that the volume of the particle at its critical radius is large compared to the volume of the particle in dry state so that $(r/r_0)^3 - 1$ can be approximated by $(r/r_0)^3$ in the term describing the effect of the dissolved material on the equilibrium vapor pressure. The validity of this approximation depends on the values of r_0 and ε. In general, Eq. (1) can be applied with acceptable accuracy when $r_0 > 0.02$ μm and $\varepsilon > 0.1$.

For particles having a known, but simple, composition, the value of the coefficient K in Eq. (1) can usually be calculated from available data. However, in the case of atmospheric aerosol particles, which are of unknown composition, the value of K must be determined experimentally.

This paper describes a method of determining K by measuring the critical supersaturation of aerosol particles of known size and presents the results of measurements made in Washington, DC, in the southern part of Chesapeake Bay and in the Atlantic, approximately 150 – 300 km off the coasts of New Jersey and Virginia.

1. Experimental method

An aerosol sample is first brought to charge equilibrium with a ^{210}Po radioactive source and is then passed through the NRL mobility analyzer. The mobility analyzer is designed to measure the size distribution of aerosol particles and is described elsewhere (*Hoppel*, 1978). However, its use in these experiments is, in principle, the same as the electrical aerosol classifier described by *Liu* and *Pui* (1974). The mobility analyzer is set to transmit particles in a narrow size (mobility) range to a static-type TGDCC where the supersaturation necessary to activate the particles is measured. The supersaturation in the TGDCC is gradually increased by slowly increasing the temperature difference between the plates. Typically, from five to ten determinations of the number of activated nuclei are made in the time it takes ΔT to increase by 0.25°C. The average number of particles activated in each 0.25°C interval of ΔT is then plotted as a function of the mean supersaturation for that interval. Next, the number of multiply-charged larger particles, which are transmitted along with the more numerous singly charged particles of the desired size, is estimated from the size distribution and is subtracted from the measured number activated at each supersaturation. The corrected number of particles active at each supersaturation is then normalized to the maximum number activated. The size channel selected for transmission to the TGDCC is chosen to be near the peak in the size distribution so that the number of particles in the larger size channels is much less than in the selected channel.

To illustrate the method, *Fig. 1* shows the normalized number of activated nuclei as a function of supersaturation for two transmitted size ranges. The range of critical supersaturation of the particles in a transmitted size interval is taken to be between the points where 10% and 90% of the particles are activated. These points are identified by the arrows on the curves. The super-

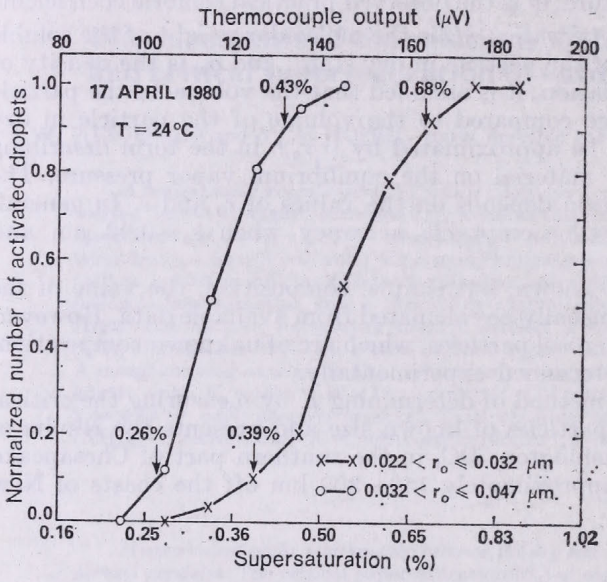


Fig. 1: Normalized number of activated droplets as a function of supersaturation for measurements made off the coast of the U.S.

saturation at which only 90% of the particles are activated is chosen in defining the range of critical supersaturation for the size interval, because statistical fluctuations in the number of droplets in the small viewing volume used in the TGDCC make it impossible to determine the exact supersaturation at which all particles are activated.

The experimental data are plotted as shown in *Fig. 2*. The widths of the boxes are the size intervals transmitted by the mobility analyzer and the heights of the boxes are the measured ranges of critical supersaturation. The S_c *vs.* r_o relationship for $(NH_4)_2SO_4$ is shown for reference. Since a range of particle sizes is transmitted, it is not possible to precisely determine the critical supersaturation of a given particle size within the interval. To compute K, we use the values of S_c and r_o at the center of the box. The maximum uncertainty in K associated with the width of the size interval is estimated to be $\pm 15\%$.

2. *Results and discussion*

A total of twenty-six determinations of K have been made at three general locations over a four-year period. These results are summarized in *Table I* which shows the date and location of the measurements, the particle size range measured, and the computed values of K. Note that except for the data of May 1977, the indicated particle size range encompasses two or three transmitted size ranges. Differences in K due to differences in measurement

temperature were removed by reducing all K values to a temperature of 20 °C. This reduction was based on the temperature dependence of the curvature term A in Eq. (1) for pure water. Table I shows that K ranges from 1.82×10^{-11} $cm^3/^2$ to 4.07×10^{-11} $cm^{3/2}$. The average value of K for all twenty-six measurements is 2.44×10^{-11} $cm^{3/2}$. By contrast, the value of K for $(NH_4)_2SO_4$ and

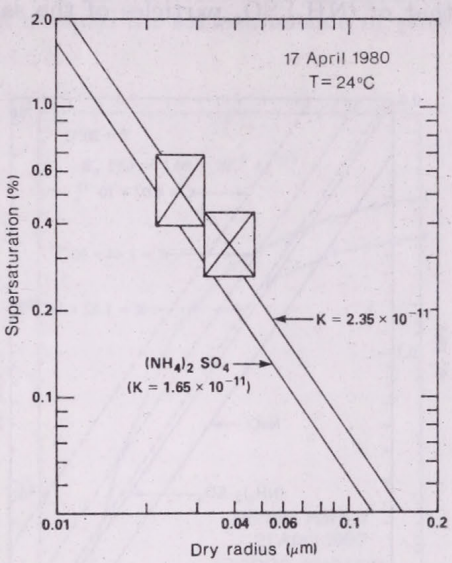


Fig. 2: Critical supersaturation as a function of dry particle radius; the boxes are results for natural aerosol particles collected off the east coast of the U.S.

NaCl particles is approximately 1.7×10^{-11} and 1.2×10^{-11} $cm^{3/2}$, respectively. There is some indication in these data that the values of K increase with increasing particle size. However, we are reluctant to draw any hard conclusions about the variation of K with particle size from such a rather limited set of measurements.

TABLE I

Values of K *for atmospheric aerosol particles.* $T = 20°C$

Location of measurements	Date	Particle size range measured (μm)	K ($cm^{3/2}$)
Washington, DC	29 June 1978	0.020 – 0.052	$2.14-2.82\times10^{-11}$
Washington, DC	26 – 30 July 1979	0.029 – 0.079	$2.16-4.07\times10^{-11}$
Washington, DC	29 Aug. 1980	0.020 – 0.035	$2.19-2.51\times10^{-11}$
Washington, DC	8 Sept. 1980	0.020 – 0.035	$1.99-2.04\times10^{-11}$
Norfolk Harbor	14 May 1977	0.022 – 0.032	2.55×10^{-11}
160 km off coast of New Jersey	16 May 1977	0.032 – 0.047	2.14×10^{-11}
250 km off coast of Virginia	17 – 19 April 1980	0.015 – 0.047	$2.08-2.56\times10^{-11}$
Norfolk Harbor/ Chesapeake Bay	21 – 22 April 1980	0.015 – 0.047	$1.82-2.14\times10^{-11}$

Figure 3 is a plot of critical supersaturation as a function of dry particle radius. The dashed curves show the $S_c - r_0$ relationship computed from Eq. (1) for the average value of K (2.44×10^{-11} cm$^{3/2}$) and extreme values of K calculated from our measurements. The continuous lines are the theoretical curves for pure NaCl and $(NH_4)_2SO_4$ particles. On the average, we found the critical supersaturation of natural aerosol particles to be about 1.45 times that of $(NH_4)_2SO_4$ particles of the same size.

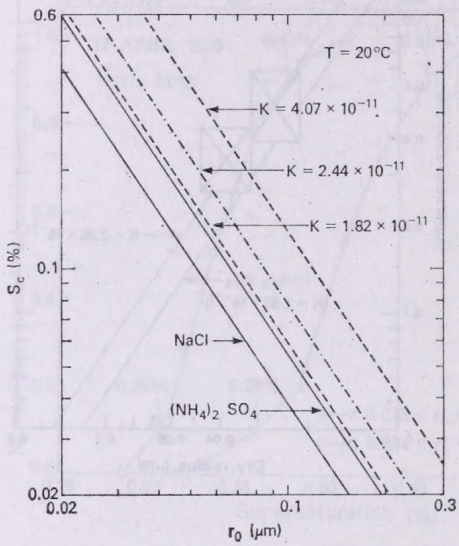


Fig. 3: Critical supersaturation as a function of particle radius; dashed curves are for the average and extreme values of K computed from the measurements of the critical supersaturation of natural particles aerosol of known size; the continuous lines are theoretical curves for puresalt particles

Figure 4 shows a comparison between a CCN spectrum measured with the TGDCC and the one calculated from the particle size distribution and the measured relationship between S_c and r_0. As we frequently find in such comparisons, there is excellent agreement between the shapes of the measured and calculated spectra, but some discrepancy in the number of CCN. Our measured CCN concentrations are often found to be 20 to 60% lower than predicted. For the comparison shown in Fig. 4 the difference is about 55%. Some of this discrepancy may be attributed to errors in CCN concentrations obtained with the TGDCC. First, the measured CCN counts shown in Fig. 4 were obtained with our video camera system. It has been our experience that the count determined from the video recording is about 15% lower than the photographic count. (We normally use the video count in our studies since it can be obtained immediately, unlike the photographic count which requires film processing.) Secondly, the TGDCC can underestimate CCN counts due to the fact that the larger nuclei which are activated first may fall out before the smaller nuclei – which are not activated until the maximum steady-state supersaturation is achieved – can grow to detectable size. As discussed by *Hoppel* and *Wojciechowski* (1976) and *Alofs* and *Carstens* (1976), the error in CCN counts measured with the TGDCC increases as the slope of the CCN spectrum decreases and as the detection limit increases.

The value of K can also be determined if the values of A and B in Eq. (1) are known. The value of B in Eq. (1) is approximately equal (to within 15%)

to $\varrho_o \eta^o / \varrho_w$, where η is the value of the exponential mass increase coefficient at infinite dilution. (The exponential mass increase coefficient is defined as $\overline{\nu}\,\overline{\Phi}\varepsilon M_w / \overline{M}_s$ [*Hänel*, 1976]). *Hänel* (1981) presents data on ϱ_o and η^o for aerosol samples collected at Mainz and Deuselbach, FRG. The particles collected ranged in radius from 0.07 to 10.0 μm. One can compute values of K from *Hänel*'s data if one assumes a value for σ', the surface tension of the particles (droplets) at their critical radius. If we let σ' equal the surface tension of pure

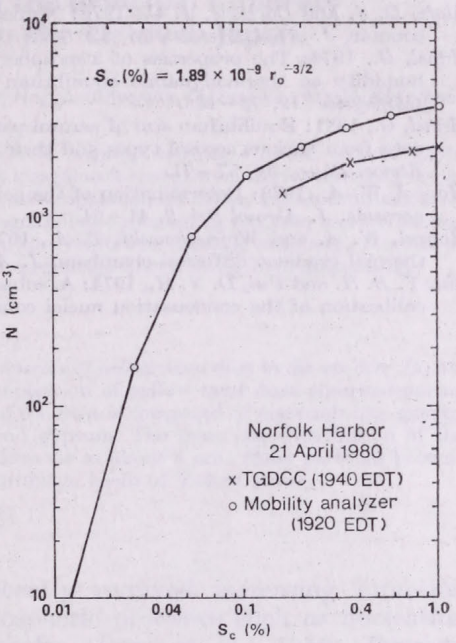


Fig. 4: Comparison of a CCN spectrum measured directly with the TGDCC with that inferred from the particle size distribution and the measured relationship between S_c and r_o

water, then *Hänel*'s data yield values of K ranging from 1.43×10^{-11} to 2.82×10^{-11} cm$^{3/2}$. Five of the seven samples collected at Mainz and Deuselbach had a value of K smaller than the mean value of K calculated from our measurements along the east coast of the U.S.

3. *Summary and conclusions*

The critical supersaturation (S_c) of atmospheric aerosol particles of known dry radius (r_o) was measured. The method involves use of a mobility analyzer to transmit a narrow size range of particles to a thermal gradient diffusion cloud chamber, where the supersaturation necessary to activate the particles is measured.

Twenty-six measurements of S_c and r_o were made in Washington, DC, the southern part of Chesapeake Bay and off the coasts of New Jersey and Virginia. The mean size of the particles transmitted to the thermal diffusion chamber ranged from 0.02 μm to 0.071 μm radius. For each pair of values of S_c and r_o, the value of K in Eq. (1) was calculated. The results are shown in

Table 1. K was found to range from 1.82×10^{-11} $cm^{3/2}$ to 4.07×10^{-11} $c^{3/2}$, the average value being 2.44×10^{-11} $cm^{3/2}$. By contrast, the theoretical values of K for pure NaCl and $(NH_4)_2SO_4$ particles at 20°C are 1.2×10^{-11} $cm^{3/2}$ and 1.7×10^{-11} $cm^{3/2}$, respectively.

Acknowledgements. This work was supported in part by the Naval Air Systems Command.

REFERENCES

Alofs, D. J. and *Carstens, J. C.*, 1976: Numerical simulation of a widely used cloud nucleus counter. *J. Appl. Meteor., 15*, 350–354.

Hänel, G., 1976: The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Advances in Geophysics 19*, 73–188.

Hänel, G., 1981: Equilibrium size of aerosol particles and relative humidity: New experimental data from various aerosol types and their treatment for cloud physics applications. *Contr. Atmos. Phys., 54*, 57–71.

Hoppel, W. A., 1978: Determination of the aerosol size distribution of the charged fraction of aerosols. *J. Aerosol Sci 9*, 41–54.

Hoppel, W. A. and *Wojciechowski, T. A.*, 1976: Accuracy of CCN measurements made with thermal gradient diffusion chambers. *J. Appl. Meteor. 15*, 107–112.

Liu, Y. B. H. and *Pui, D. Y. H.*, 1974: A. submicron aerosol standard and the primary, absolute calibration of the condensation nuclei counter. *J. Colloid Interface Sci., 47*, 155-171.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4. March–August 1982, Budapest

Mass size distribution of the principal minerals of yellow sand dust in the air over Japan

Y. ISHIZAKA *and* A. ONO, *Water Research Institute, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya, 464, Japan*

A sárga homokrészecskék főbb összetevőinek nagyság szerinti eloszlása Japán fölöti levegőben. 1979 áprilisában Japánban végzett vizsgálatok eredményei szerint a sárga homokpor tömegének 30%-a kvarcból, földpátból, csillámpalából, kloritból, kaolinitből, kalcitból és gipszből tevődik össze. A megfigyelt anyagokból álló részecskék nagyság szerinti tömegeloszlásának egyetlen maximuma van 4 μm környezetében. Ezek a részecskék részben az ázsiai sivatagok, részben a Sárga-folyó felső medencéje fölötti levegőből származnak.

*

Mass size distribution of the principal minerals of yellow sand dust in the air over Japan. The results of a study on the chemical composition of yellow sand dust observed during April 1979 in Japan show that about 30% of the dust is composed of materials like quartz, feldspar, illite, chlorite, kaolinite, calcite and gypsum. The mass size distribution of the particles from minerals observed has a single mode at about 4 μm. These particles become airborne over the Asian desert and upper drainage basin of Yellow River.

*

Introduction. Desert dust has recently received increasing attention because of the possible effects on atmospheric processes such as nucleation of ice crystals and radiation energy transfer (*Isono* et al., 1959; *Bertrand* and *Baudet*, 1973; *Carlson* and *Benjamin*, 1980). For a better understanding of the influences of these dust particles on such atmospheric processes, it is essential to know their nature, origin and concentration in the atmosphere. However, relatively little information about the mass size distribution of the minerals of these aerosols is available. This paper presents the results of a study on the material composition of yellow sand dust observed over the period of 12 : 30 JST 14–20 : 30 JST 16 April, 1979, in Japan.

Experimental

Sampling procedures. Dust aerosols were collected by means of two Andersen samplers (Model 21–000, 2000 Inc.) in Nagoya. Each sampler consisted of eight stages followed by a Whatman 41 (cellulose) backup filter. Aerosol particles were fractionated into size classes <0.43, 0.43–0.65, 0.65–1.1, 1.1–2.1, 2.1–3.3, 3.3–4.7, 4.7–7.0, 7.0–11, and >11 μm equivalent aerodynamic diameter. The sampler flow rate was 1 cfm (28.3 L/min). A dust sample was collected over the period of 15 : 00 JST 11–9 : 00 JST 17 April, 1979. In order to examine the aerosol other than yellow sand dust,

a reference sample was collected over the period of 9 : 00 JST 20 – 16 : 00 JST 26. April, 1979.

X-ray analysis. Size-classified dust was treated with ethylene glycol and hydrochloric acid and examined with an X-ray diffractometer to identify mineral species exactly. Furthermore, quantitative analysis of the materials in the dust was carried out by X-ray method. In order to examine the sizes of minerals in the dust particles, aerosol particles on each impactor plate were collected into one group and were also analyzed by X-ray method, after they had been separated into three size classes < 2, $2-4$, > 4 μm equivalent aerodynamic diameter. In order to supplement the result of mass size distribution of yellow sand dust, sizes and concentrations of dust aerosol particles were also measured with a Pollack counter and an optical particle counter.

Results and discussion

Size distribution of yellow sand dust. Figure 1 shows the estimated mass size distribution of yellow sand dust and total suspended particulate matter during Yellow Sand Event. The distribution of yellow sand dust had a single mode, concentrated betwen 1 and 20 μm in diameter and its mass concentration was 182 $\mu g/m^3$. Some of the data obtained by *Patterson* and *Gillette* (1977) and *Levin* et al (1980) were plotted in Fig. 1 as mass distributions. If one uses the *Patterson* and *Gillette* (1977) definitions, one can see that our yellow sand dust can be classified as an event of moderate aerosol loading. Measurement of aerosol size distributions showed a sharp concentration increase between 0,2 and 4 μm in diameter during Yellow Sand Event.

Mineral composition of yellow sand dust. Figure 2a shows the mass size distributions of quartz, feldspar, illite (mica), chlorite, kaolinite, calcite, gypsum and ammonium sulfate during two sampling periods. From the results of Fig. 2a, we estimated the mass size distributions of quartz, feldspar, illite (mica), chlorite, kaolinite, calcite and gypsum originating from yellow sand dust, assuming that each of these minerals has similar distributions during these two sampling periods *(Fig. 2b)*. It is found from Fig. 2b that most

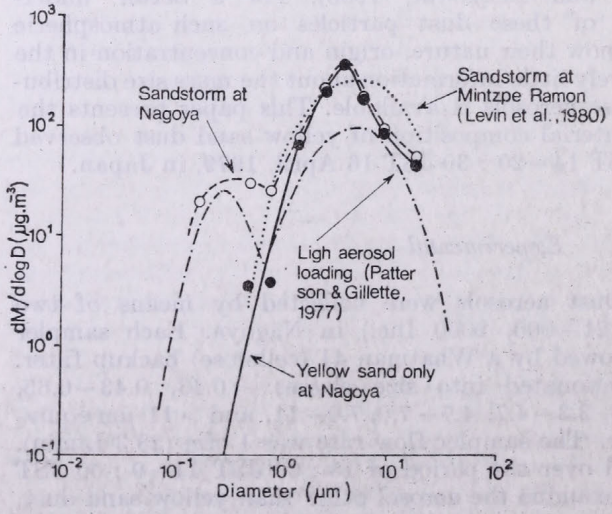


Fig. 1: Mass size distributions of dust aerosols

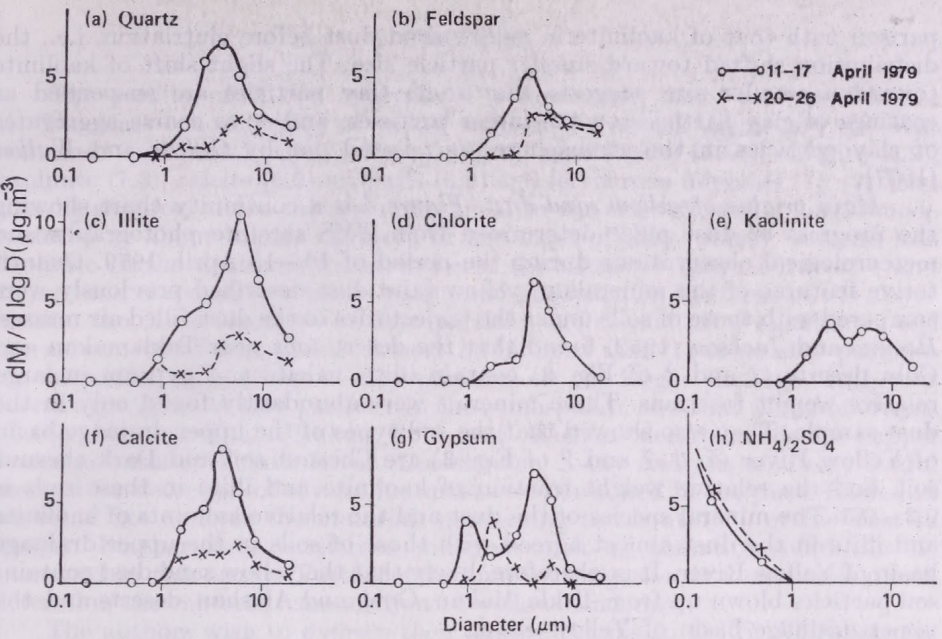


Fig. 2a: Mass size distributions of materials found in the aerosol particles

of the mass of the examinedi mnerals was in the diameter range between 1 and 20 μm and their distributions showed a single mode centered at approximately 4 μm.

Airborne state of dust aerosol particles. The mass size distribution of kaolinite in yellow sand dust changed significantly after elutriation in com-

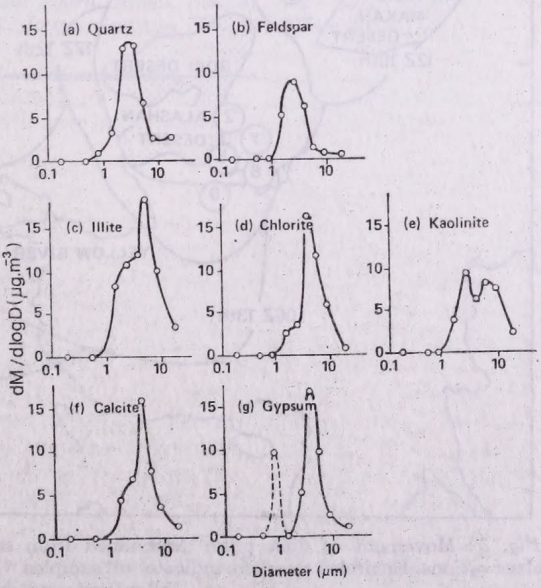


Fig. 2b: Mass size distributions of principal minerals originating from yellow sand dust

parison with that of kaolinite in yellow sand dust before elutriation, i.e., the distribution shifted toward smaller particle size. The slight shift of kaolinite toward a smaller size suggests that some clay particles are suspended as coatings of clay particles on the larger particles, and/or as coarse aggregates of clay particles in the atmosphere, as pointed out by *Gillette* and *Walker* (1977).

Main origins of yellow sand dust. Figure 3 is a continuity chart showing the progress of dust pulse determined from GMS satellite photographs and meteorological observations during the period of 10—15 April, 1979. Quantitative features of the minerals of yellow sand dust described previously were compared with those of soils under the trajectories of the dust-filled air masses. *Hseung* and *Jackson* (1952) found that the desert soils near Taklamakan and Gobi deserts (*1* and *2* of Fig. 3) contain illite, calcite and gypsum in large relative weight fractions. These minerals were abundantly found only in the dust sample. They also showed that the soil types of the upper drainage basin of Yellow River (*5*, *6*, *7* and *9* of Fig. 3) are Chesnut soil and Dark chesnut soil, and the relative weight fraction of kaolinite and illite in these soils is 0.3—0.5. The mineral species of the dust and the relative amounts of kaolinite and illite in the dust almost agreed with those of soils in the upper drainage basin of Yellow River. It is, therefore, likely that the yellow sand dust contains soil particles blown up from Takla Makan, Gobi and Alashan deserts and the upper drainage basin of Yellow River.

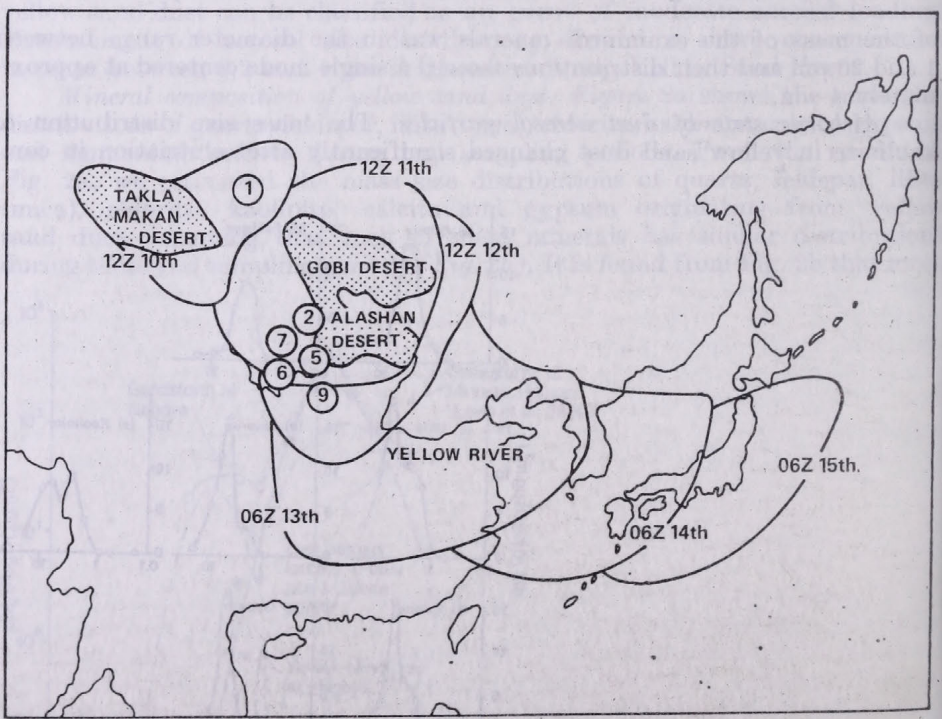


Fig. 3: Movement of dust pulse determined from satellite photographs and meteorological observations. Encircled numbers indicate soil samples which agreed with the mineral composition of yellow sand dust

Conclusion

The results of X-ray analysis of yellow sand dust were as follows: (1) The mass concentration of yellow sand dust was 182 $\mu g/m^3$ and the dust contained quartz (8.1 $\mu g/m^3$), feldspar (6.0), illite (mica) (13.1), chlorite (6.9), kaolinite (7.3), calcite (5.3), gypsum (6.9) and ferriferous minerals (?). (2) Mass size distribution of the minerals contained in the dust showed a single mode centered at about 4 μm. (3) Most of the mass of illite (mica), chlorite and kaolinite in the dust was found to be in the diameter range between 1 and 20 μm, and the same applies to quartz and feldspar. On the basis of the above results, the X-ray analysis of dust particles before and after elutriation and the movement of dust plume, it may be inferred that (1) some clay particles are suspended as coatings of clay particles on the larger particles, and/or as coarse aggregates of clay particles in the atmosphere, and that (2) main origins of the dust are Takla Makan, Gobi and Alashan deserts and the upper drainage basin of Yellow River (Loesslands). X-ray analysis is a very useful method for detection of crystalline substance contained in the dust. However, we could not analyze the materials amounting to about 70% of the dust in weight. Furthermore, ferriferous minerals such as hematite could not be examined in this study. Further extensive investigation is very necessary to determine the material composition of yellow sand dust.

The authors wish to express their sincere thanks to Dr. *S. Kadowaki* for collecting the aerosol samples.

REFERENCES

Bertrand, J. and *Baudet, J.*, 1973: *Journ. Appl. Meteor., 12*, 1191–1195.
Carlson, T. N. and *Benjamin, S. G.*, 1980: *Journ. Atmos. Sci., 37*, 194–213.
Gillette, D. A. and *Walker, T. R.*, 1977: *Soil Sci., 123*, 97–110.
Hseung, Y. and *Jackson, M. L.*, 1952: *Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16*, 294–297.
Isono, K., Komabayasi, M. and *Ono, A.*, 1959: *Journ. Meteor. Soc. Japan, 37*, 211–233.
Levin, Z., Joseph, J. and *Mekler, Y.*, 1980: *Journ. Atmos. Sci., 37*, 882–891.
Patterson, E. M. and *Gillette, D. A.*, 1977: *Journ. Geophys. Res., 82*, 2074–2082.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 2–4. szám, 1982. március–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 2–4 March–August 1982, Budapest

The response of surface aerosol concentrations to changes in some boundary layer parameters

M. KITCHEN, J. R. LEIGHTON *and* S. J. CAUGHEY, *Meteorological Office, London, Road Bracknell, Berkshire RG12 2SZ, U.K.*

A talajközeli aeroszol koncentrációjának változásai a határréteg paramétereiben bekövetkező változások függvényében. Cardingtonban (Beds, Nagy-Britannia) 1980 márciusában és augusztusában nagyfrekvenciájú kondenzációs mag (CN) számlálóval végzett koncentráció mérések a jól ismert napi menetet eredményezték. A napkelte első 10 percén és a mérhető napsugárzás (<2 Wm^{-2}) első néhány percén belül a CN koncentráció gyors, 100%-t is elérő növekedése következik be, melyet konstans vagy gyengén csökkenő koncentrációjú idő követ, hirtelen csökkenéssel napnyugta után. A határrétegben bekövetkező változásokat nagyteljesítményű akusztikus szondával határoztuk meg. A kondenzációs mag koncentrációnak ezekkel összefüggésbe hozható változásait tárgyaljuk a tanulmányban. A vizsgált esetekben a vertikális kicserélődés csak jelentéktelen mértékben befolyásolta a talajközeli koncentrációt (legalábbis a megfigyelt változások időskáláján).

*

The response of surface aerosol concentrations to changes in some boundary layer parameters. High frequency condensation nucleus (CN) measurements made at Cardington, Beds, UK, during days in March and August 1980 identified the well known diurnal cycle. Within tens of minutes of the sunrise time, and within a few minutes of the appearance of measurable quantities of solar radiation at the surface (<2 Wm^{-2}), a sharp increase of up to 100% occurred in the CN concentration, followed by a time of steady or slowly falling concentrations during the afternoon, with more rapid falls after sunset. A high-power acoustic sounder was used to monitor changes in boundary layer depth and the response of aerosol concentrations to a sudden change is described. The results show that in this particular case the amount of vertical mixing appears to have had little effect on the surface concentrations, at least within the timescale of the observed changes in the layer.

*

Introduction. From observations of diurnal cycles in Aitken nucleus (AN) concentrations, several workers have suggested that the production of AN is related to incoming solar radiation, perhaps through photochemical processes. *Mamane* and *Pueschel* (1980) arrived at this conclusion from the study of mean concentrations for different months at the top of Cedar Mountain, Utah. *Haaf* and *Jaenicke* (1980), from observations of the aerosol size distribution at a height of 1,250 m in the Black Forest, concluded that: "Appearance of small particles was clearly correlated with direct sun irradiation with a response time of $\sim$10 minutes. Measurements during complete cloud cover suggested that diffuse irradiation produced fewer particles". *Mason* (1971), referring to observations of the diurnal AN cycle, reports the occurrence of a minimum around the middle of the day, probably due to enhanced upward transport and mixing as the boundary layer depth increases on convective days. Recently *Desalmand* et al. (1980) attributed daytime minima in cloud condensation

nuclei to this effect of dilution. *Lopez* et al. (1976) also observed such minima and supported *Haaf* and *Jaenicke*'s conclusion that the production of AN was greater on sunny days.

The aim of the work described here was to make observations of the diurnal cycle of CN and, at the same time, to make supporting observations which could enable an estimate of the effects of photochemical production associated with solar radiation and dilution resulting from vertical mixing, albeit for a very limited sample of data at a single location.

Experimental details

The experiments were conducted at the Meteorological Research Unit RAF Cardington during days in March and August 1980. The site is in a rural location, being surrounded by flat agricultural land, but there are possible local sources of aerosol (brickworks) to the west. Condensation nucleus concentrations were measured using a Pollak CN counter, the sample inlet being at a height of 3 m above the surface of a large grass field. Samples were nor-

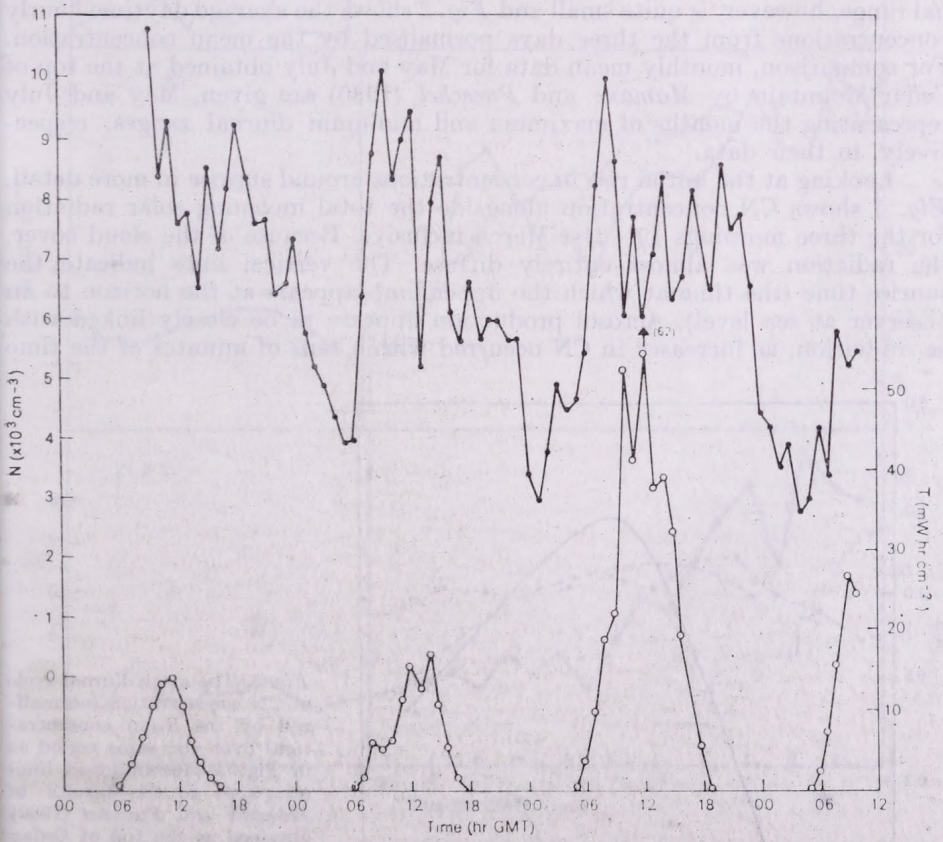


Fig. 1: Hourly means of CN concentrations (full circles) for the period 18–21st March 1980 showing the diurnal cycle. Below are shown the hourly integrated values of the total incoming solar radiation (open circles)

mally taken at 6-minute intervals during the observation periods. In order to monitor changes in the boundary layer structure, a high-power acoustic sounder was used and other supporting observations consisted of the normal synoptic parameters including total and diffuse solar radiation.

Diurnal variations

Figure 1 presents hourly means of CN concentrations for 3 and 1/2 days, 18 – 21st March 1980. Meteorological conditions were very steady throughout this period with an easterly air stream and almost complete layer cloudcover. The data show a strong diurnal cycle with a sharp increase in concentrations after sunrise, followed by a time of steady or slightly falling concentrations during the afternoon. After sunset, concentrations decrease more rapidly with the largest falls occurring around midnight. This form of cycle is very similar to those reported by *Mamane* and *Pueschel* (1980) with the absence of any obvious midday minima. The diurnal range for the three days is remarkably constant with very little change in daily mean concentrations, presumably reflecting the unchanging meteorological conditions. The magnitude of the diurnal range, however, is quite small and *Fig. 2* shows the average daytime hourly concentrations from the three days normalised by the mean concentration. For comparison, monthly mean data for May and July obtained at the top of Cedar Mountain by *Mamane* and *Pueschel* (1980) are given, May and July representing the months of maximum and minimum diurnal ranges, respectively, in their data.

Looking at the initial rise in concentrations around sunrise in more detail, *Fig. 3* shows CN concentration alongside the total incoming solar radiation for the three mornings 19 – 21st March inclusive. Because of the cloud cover, the radiation was almost entirely diffuse. The vertical lines indicate the sunrise time (the time at which the upper limb appears at the horizon to an observer at sea level). Aerosol production appears to be closely linked with he radiation, as increases in CN occurred within tens of minutes of the time

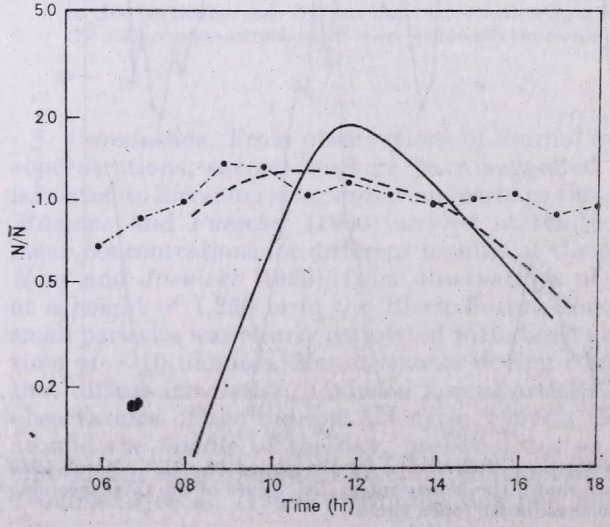


Fig. 2 : The mean diurnal cycle of CN concentration (normalized by the mean concentration) over the same period as in Fig. 1 (dot-and-dash line) compared to the results of *Mamane* and *Pueschel* (1980) obtained at the top of Cedar Mountain during the months of July (solid line) and May (dashed line)

of sunrise and within a few minutes of the lowest detectable level of radiation (< 2 Wm^{-2}) being measured by the solarimeter. Hourly totals of insolation are also plotted in Fig. 1, and it can be seen that incoming radiation levels were considerably higher on the 20th than the two preceding days, although the diurnal range in CN concentrations is similar. Although limited in extent,

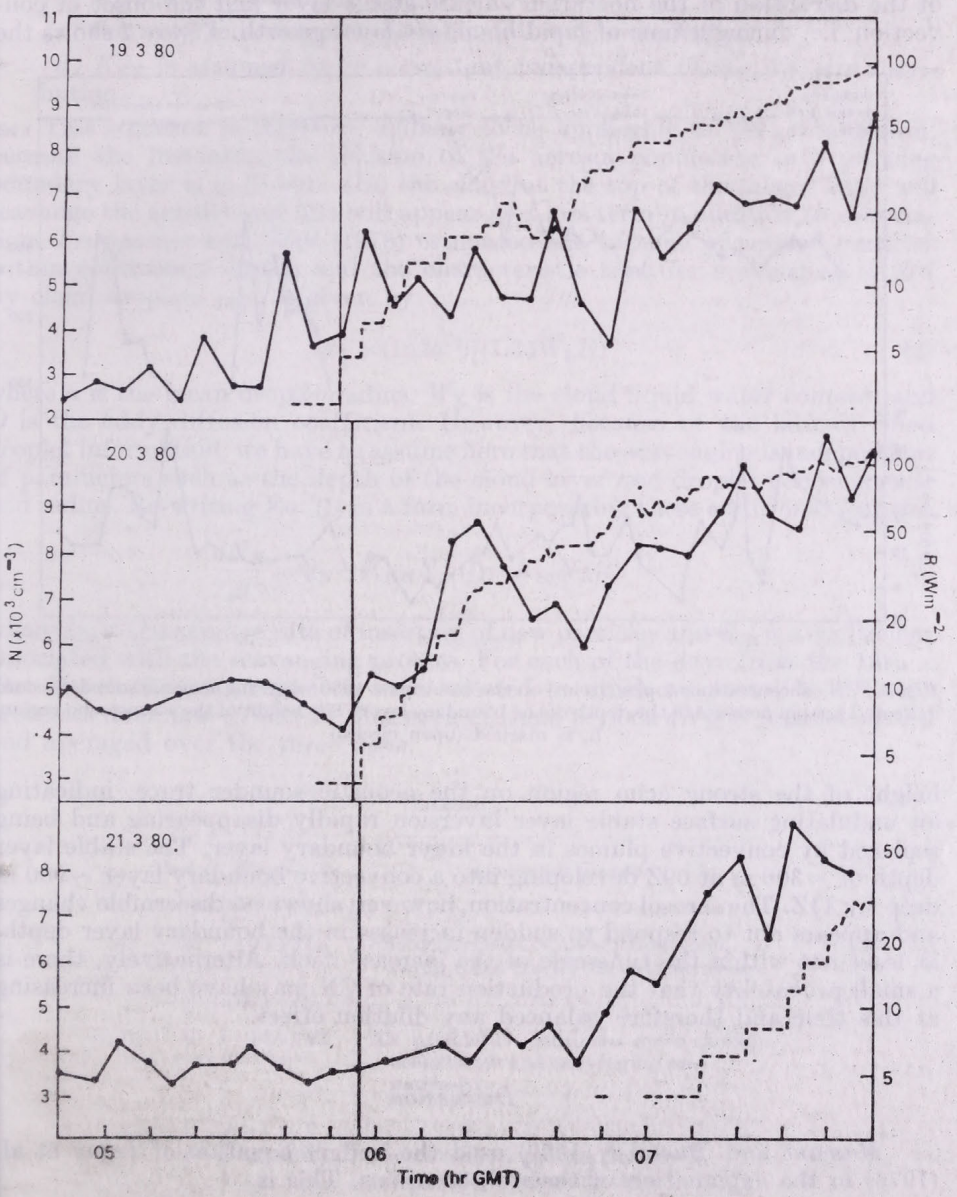


Fig. 3 : The increase in CN concentrations (full circles) after sunrise on the 19, 20, 21st March 1980. The total incident solar radiation R (solid line) is shown and the vertical lines around 0556 GMT are the sunrise times on these days

this data set does not lend support to the suggestion of *Haaf* and *Jaenicke* (1980) that production is higher on sunny days.

As mentioned in the introduction, several workers have reported minima in concentration which have been attributed to dilution of the aerosol population by increased mixing in the vertical. To try and test this idea, a day was selected in August 1980 on which measurements were made around the time of the disruption of the nocturnal surface stable layer and the onset of convection, i.e. during a time of rapid boundary layer growth. *Figure 4* shows the

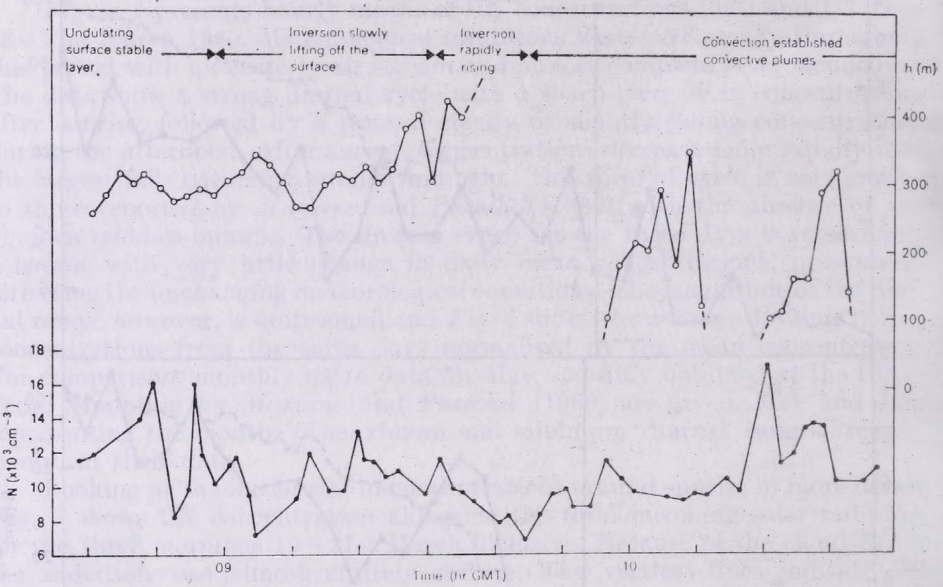


Fig. 4. : CN concentrations (open circles) on the 1st August 1980 when the acoustic sounder record indicated a rapid increase in the depth of the boundary layer. The height of the strong echo region, h, is marked (open circles)

height of the strong echo region on the acoustic sounder trace, indicating an undulating surface stable layer inversion rapidly disappearing and being replaced by convective plumes in the lower boundary layer. The stable layer depth of ~300 m at 09Z developing into a convective boundary layer ~900 m deep by 11Z. The aerosol concentration, however, shows no discernible changes and appears not to respond to sudden increases in the boundary layer depth, at least not within the timescale of the increase itself. Alternatively, there is a small probability that the production rate of CN may have been increasing at this time and therefore balanced any dilution effect.

Discussion

Mamane and *Pueschel* (1980) used the budget equation of *Lopez* et al. (1976) in the explanation of their observations. This is

$$\frac{dN_N}{dt} = \frac{\Phi_N}{h} - K_{NN} N_N^2(t) \qquad (1)$$

where N_N is the AN concentration at time, Φ_N is the nucleus flux, h is the mixing layer depth and K_{NN} is the coagulation constant for AN.

This equation involves the assumptions that

(a) changes in h will result in coincident changes in dN_N/dt ;

(b) advective changes are ignored;

(c) the only removal process in operation is coagulation;

(d) K_{NN} is assumed to be a constant independent of the AN size distribution.

This equation is therefore unlikely to be applicable to the present data, because the instantaneous dilution of the aerosol population in a growing boundary layer is in doubt. Also the cloud at the top of the mixed layer will scavenge the aerosol and this will appear as a loss term in addition to coagulation. *Pruppacher* and *Klett* (1978) estimated the lifetime of aerosol particles within continental clouds and the characteristic time for scavenging of AN by cloud droplets ($\tau_{\frac{1}{2}}$) is given by

$$\tau_{\frac{1}{2}} = (\ln 2a^{-2})/(1.35 W_L D) \tag{2}$$

where a is the mean droplet radius, W_L is the cloud liquid water content, and D is the eddy diffusion coefficient. However, because of the lack of cloud droplet information, we have to assume here that the scavenging is independent of parameters such as the depth of the cloud layer and droplet concentration and radius. Re-writing Eq. (1) in a form incorporating these additional features

$$\frac{dN_N}{dt} = Q_N - K_{NN} N_N^2(t) - K_{Sc} N_N(t) \tag{3}$$

where Q_N is the average rate of insertion of new particles and K_{Sc} is a coefficient associated with the scavenging process. For each of the days from the 18th – 21st March three time periods were selected in which we postulate different processes dominate *(Table I)*. For each of these periods dN_N/dt was calculated and averaged over the three days.

TABLE I

Period	From – To	Dominant process
A	05 – 11Z	Photochemical CN production dominates, rapid rise in CN concentrations
B	11 – 18Z	AN production continues more slowly, coagulation and scavenging rate increased
C	18 – 05Z	Photochemical production ceases, removal processes continue

Starting with period *C*, assuming that the rate of insertion (Q_N) was near zero and taking a value of $K_{NN} \sim 2.4 \times 10^{-9}$ cm^{-3} s^{-1} (*Mamane* and *Pueschel*,

1980), solving Eq. (2) yields $K_{Sc} \sim 8 \times 10^{-6}$ s^{-1}. Using this value to solve Eq. (2) for periods A and B

$$Q_{N_A} \sim 0.26 \pm 0.08 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1} \qquad Q_{N_B} \sim 0.13 \pm 0.06 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$$

If the photochemical production rate of CN was controlled solely by the availability of the particular trace gases, and a build-up in concentrations of these gases occurred during the hours of darkness, then Q_{N_B} could represent a steady production rate of "potential CN" and we can calculate the expected increase in CN after dawn. Assuming that this increase occurs entirely within period A, then during this period we should expect a production rate

$$Q_{N_A} = \frac{Q_{N_B} T_C}{T_A} \sim 0.23 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$$

where T_C and T_A are the time periods C and A, respectively.,

This agrees closely with Q_{N_A} calculated from the observations of 0.26 ± 0.08 cm^{-3} s^{-1}. A typical residence time τ for these CN in the boundary layer is given by $\tau = N_N/Q_N \sim 4$ h, which suggests that the majority of these CN originated in the agricultural areas upwind.

Conclusions

By making a series of assumptions about the photochemical origin of this aerosol population, and estimates of the relative magnitudes of the two principal removal processes, we have obtained a possible explanation of the observed diurnal variations in CN which is self-consistent. Observations confirm that AN production was indeed closely linked to the presence of solar radiation, and that in an experiment to investigate the effects of vertical mixing no appreciable dilution of surface concentrations was observed during a period of rapidly increasing boundary layer depth.

REFERENCES

Desalmand, F., Baudet, J. and *Serpolay, R.*, 1980: La loi caracteristique des noyaux de condensation nuageuse et son evolution en milieu intertropical humide, *Proc. VIIIth Int. Conf. on Cloud Physics.* Clermont-Ferrand 1980.

Haaf, W. and *Jaenicke, R.*, 1980: Results of improved size distribution measurements in the Aitken range of atmospheric aerosols. *J. Aerosol Sci. 11*, 321–330.

Lopez, A., Fontan, J. and *Servant, J.*, 1976: Mesoscale determination of Aitken nuclei flux near the ground – Use of radioactive tracers (Radon and Pb), *ERDA Symposium, series 38*, pp. 171–191, ERDA Technical Information Center, Oak Ridge, Tennessee.

Mamane, Y. and *Pueschel, R. F.*, 1980: On the properties of the condensation nuclei in rural Utah and New Mexico. *Proc. VIIIth Int. Conf. on Cloud Phys.* Clermont-Ferrand, 1980,

Mason, B. J., 1971: *The physics of clouds.* 2nd edition, Clarendon Press, Oxford.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation.* D. Reidel Publ. Co, Dordrecht.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

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 szemlecikkek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége Budapest, Pf. 38. 1525**

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

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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

82.0149 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

500.884

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

86. ÉVF. ★ 5. SZÁM ★ 1982. SZEPTEMBER — OKTÓBER

TARTALOM

Saikó János—Tänczer Tibor: Csapadékbecslés infravörös műholdképek digitális kiértékelése alapján (angol nyelven) 261
Major György—Sizov, A.: A hőmérséklet és a napsugárzás kétdimenziós eloszlásának modellje (angol nyelven) 270
Bérces Tibor—Mészáros Ernő: Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei 276
Götz Gusztáv: Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről 287
Rákóczi Ferenc: A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei 300

Irodalom 315

Krónika 317

CONTENTS

Saikó, J.—Tänczer, T.: Rainfall estimation by digitizing APT infrared images (in English) 261
Major, G.—Sizov, A.: A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation (in English) 270
Bérces, T.—Mészáros, E.: Meteorological and chemical conditions of photochemical smog formation 276
Götz, G.: Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate .. 287
Rákóczi, F.: Planetary boundary layer researches—shortcomings and results 300

Literature 315

Chronicle 317

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 2—4. ★ SZEPTEMBER—OKTÓBER ★ BUDAPEST

5

9

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:
MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)
Szerkesztő – Editor:
LŐRINCZ ANNA (Budapest)

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982, Budapest

Rainfall estimation by digitizing APT infrared images

J. SAIKÓ and T. TÄNCZER, *Institute for Atmospheric Physics, H–1675 Budapest, P.O.B. 39*

Csapadékbecslés infravörös műholdképek digitális kiértékelése alapján. A szerzők a reggeli órákban készült infravörös NOAA-6 műholdfelvételek alapján kísérletet tesznek a nappali csapadékmennyiség becslésére Magyarország területén. A felvételek digitális értékelése alapján a kisugárzási hőmérsékleteket számítják ki. A vizsgálatot 1980 nyarára és telére végzik el, külön az ország nyugati (Dunántúl), és keleti (Alföld) részére. Jó párhuzamot kapnak a felhőtető hőmérsékletek illetve magasságok és a csapadékhullás valószínűsége valamint mennyisége között. A műholdadatok mellett megpróbálkoznak a 850 mb-os geosztrofikus örvényesség bevonásával. A csapadék mennyiségét 4 osztályba sorolva (0, 0,1 – 0,9, 1 – 4,9, ≥ 5 mm) 1 kategória tűréssel sikerül 88 – 93%-os megbízhatóságú becsléshez jutniuk. Évszakosan nyáron, területileg az Alföldön kaptak jobb eredményt.

⁂

Rainfall estimation by digitizing APT infrared images. The estimation of the daily rainfall is attempted on the basis of infrared images taken by NOAA-6 in the morning hours. The estimations are given for the territory of Hungary for summer of 1980 and for winter of 1980/81. Brightness temperatures are calculated by means of digitizing the images using an equipment MOMCOLOR-D. Close relations have been obtained between the cloud top temperatures or heights and the rainfall probabilities and amounts. Besides the satellite data, the relative geostrophic vorticity at 850 mbar level is incorporated into the estimation procedure. In this way, ranging the rainfalls into four categories (0, 0.1 – 0.9, 1 – 4.9, ≥ 5 mm) the estimations are verified as correct in 88 – 93 percent of the cases.

⁂

Introduction. Simultaneously with the perfection of the satellite pictures a great number of papers have been published which tend to draw conclusions for the analysis or forecasting of some meteorological elements by using characteristics of the cloud field. Of these, the attempts aiming at the rainfall estimation are of prominent importance. The possibility to do such work is especially given by the imagery in the infrared atmospheric window and by digital data transmission and processing. This approach of rainfall estimation is based on the fact that the cloud top temperatures derived from satellite images are in a close connection with physical parameters of the cloudiness, playing a part in its precipitation efficiency. A number of attempts attest the successful utilization of satellite images in rainfall forecasting. The present paper makes an effort to examine how the average rainfall, recorded in the west part (Transdanubia) and the east part (Great Plain) of Hungary in the daily hours, can be estimated by digitizing the infrared images taken in the morning.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

1. *Considerations on the connection between the cloudiness and the microphysics of precipitation*

As is known, the principal conditions for precipitation formation are the mixed phase, the large vertical extent of the cloud and a considerable ascending motion in it (*Zveryev*, 1977). Under the realization of these conditions the cloud elements are growing to such a size by condensation, deposition and coagulation that after falling out of the cloud they reach the ground. Here we should notice the intensive crystallization temperature (T_{ik}), at which the rate of the formation of ice crystals creates favourable cloud physical conditions to heavy rainfall. It ranges from $-10°C$ to $-15°C$, dependening on the vertical motion.

If we consider the condition of the formation of notable precipitation from this point of view, it may be expressed by an inequality $T_{h1} > T_{ik} > T_{h2}$, where T_{h1} and T_{h2} are temperatures at the lower and the upper boundary of the cloud, respectively. Consequently, T_{ik} must be located inside the cloud. *If we examine the rainfall against the thickness of the cloud layer, we come to the surprising conslusion that under favourable conditions, a cloud layer thickness of 400 m can be sufficient to give rise to notable rainfall* (in more detail see *Zveryev*, 1977). Additional problem is the thickness and the saturation of the air layer beneath the cloud, which can cause evaporation of the precipitation.

To estimate the rainfall from satellite images, we have to set out from the physical background, outlined above, of the formation of precipitation. It is known that the brightness of the cloudiness in the visible pictures relates to its thickness, phase and precipitable water content, besides the optical parameters (sun angle, etc.). At the same time, it should be noted that this information has to be considered as qualitative at any rate. At most, the cloud forms (cumuliform or stratiform) and roughly their height can be determined by means of the structural features of cloudiness.

In the infrared pictures —eliminating the atmospheric attenuation— the cloudiness appears as bright as corresponding to its effective radiating temperature. However, the effective radiating temperature depends also on the radiative transmittance of the cloudiness and the resolution of the sensor equipment, as well as on the distance of the examined cloud element from the subpoint track in case of vertically well-developed clouds.

Owing to these factors, the effective radiating temperature agrees with the actual cloud top temperature only after applying some correction. Nevertheless, considering the entire cloud field, the effective radiating temperatures (brightness temperatures) and cloud top heights derived from them well inform us on the distribution of the clouds in the vertical.

The phase of the cloud and the occurrence of T_{ik} within the cloud can also be deduced from the cloud top temperature. The fact that the cloud is viewed from above may be regarded as one of the greatest problems in cloud observation by satellite. After all, the thickness of the cloudiness from satellite data may be just hypothetical. Approximately correct information can be acquired from the ground observations and radiosoundings. In default of those, however, no precipitating clouds (e.g. dense cirrus clouds) can be interpreted as rainy area on the basis of the brightness temperatures. *Consequently, results may be expected particularly, when very thick clouds (e.g. cumulonimbi) are observed.*

2. *Results of rainfall estimation by satellite*

A good review on using satellite observations in rainfall forecasting was ompiled by *Martin* (1973).

The first attempts at satellite rainfall estimation were made in the tropical one, in the second half of the sixties. As the predominant proportion of pre-ipitation falls from convective clouds in this area, our attention should be ocussed on the identification of cumulonimbi and, as is known, satellite infor-nation (images, radiation data) is appropriate for such a task. A number of esults were obtained by works (*Radok*, 1966; *Lethbridge*, 1967; *Gerrish*, 1970) sing polar orbiting satellite imagery. It was soon shown that the best results nay be hoped by joint use of the visible and the infrared pictures (*Lethbridge* nd *Panofsky*, 1969; *Davis* and *Weigman*, 1973). A well-founded method was eveloped by *Barrett* (1970) over the Australia-East Indies region, in which statistical relation based on cloud-types in the nephanalysis was established or estimating the 24-hour rainfall. The success of the method gave impetus o its adoptation for other territories. *Follansbee* (1973), later *Follansbee* and *Oliver* (1975) demonstrated that the method stood the test in different parts f the earth (Zambia, USA, India, Thailand), and for longer periods.

The first bold attempts to extend satellite rainfall estimation to the iiddle latitudes started in the beginning of the seventies. As is well-known, recipitation processes are more complex in the temperate zone than in the ropics, therefore the estimation technique should evidently be more complicated s well. *Davis* et al. (1971) worked out a 24-hour rainfall estimation technique or a northern state of USA, Montana, by using visible satellite images. Con-dering the precipitation efficiency of the cloudiness, nine categories were stablished. A 24-hour forecasting method was developed by *Barrett* (1973) for reland (Valentia) based on the interpretation of the cloud field to be displaced irough a chosen point in the next 24 hours. The cloud coverage, the cloud ypes and the weather situation were taken into account. In this way a veri-cation of 74% was attained by applying four categories for the rainfall data.

It was also proved that in the tropical zone the images taken by geostatio-ary satellites can be excellently used in rainfall forecasting, by identifying ie intensity, extent and frequency of the convective precipitation (*Sikdar* and *Suomi*,1971).

3. *Rainfall estimation for the territory of Hungary*

In our attempts the daily rainfall (in hours from 6 to 18 GMT) was esti-ated. Areal averages are used because of the limitations of the precipitation recast for a point. The territory of Hungary is divided into two parts: ransdanubia and the Great Plain. The period investigated is the summer une – July – August) of 1980 and the winter (December – January – Febru-y) of 1980/81. The estimations are based on the infrared APT images 0.5 – 11.5 μm) taken in the morning hours by satellite NOAA-6. The satellite ossed the equator at 7.30 local time. Thus the images taken over Hungary etween 6 – 7.30 GMT were available for the estimation. Owing to series IROS-N, so-called linearized images with almost uniform resolution (4 km) an be received by the APT stations. This circumstance facilitates the mete-ological interpretation of the images.

3.1. *Preparation of the investigation.* The brightness temperatures are derived from the infrared images by digitalization and an appropriate calibration. For this purpose the equipment MOMCOLOR-D developed by Hungarian Optical Works was used, which can digitize defined domains of a picture of different tones or different colours. In this study 64 levels are differentiated in the black-white images, and a digital value relates to a circle of 1.5 cm

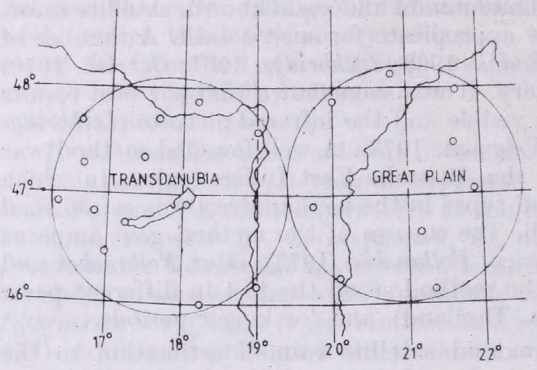


Fig. 1: The investigated territories and the stations used for the verification of the rainfall estimation

diameter in the image, corresponding to 225 km on the average. The centers of circles are located in the area of lake Balaton and in the middle region of river Tisza, respectively. It is supposed that the deficiency of the evaluation due to the inaccurate geographical rectification is decreased to a negligible rate by assuming an area of this size.

The brightness of a picture element is determined not only by the effective radiating temperature, but by the parameters of both the satellite and the recorder. The calibration owing to the satellite instruments can be accom-

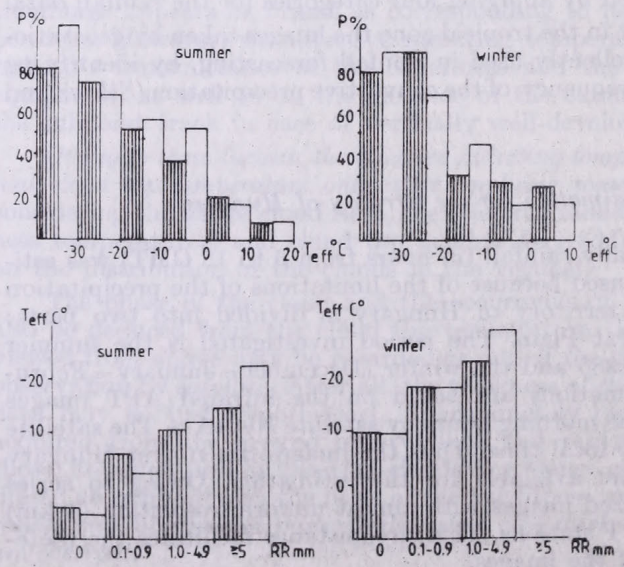


Fig. 2: The rainfall probabilities in percentages (P against the cloud top temperatures (T_{eff}). The hatched area refer to Transdanubia and blank areas represent the Great Plain

Fig. 3: The average cloud top temperatures (T_{eff}) in case of different rainfall categories ($\overline{RR}$). The hatched areas refer to Transdanubia and the blank areas represent the Great Plain

lished by telemetry data transmitted together with other image information. The grey scales are converted into brightness temperatures with the aid of the indications of a Data Manipulator of type EMR Model 810. In order to take into account the effect of the recorder, the calibration curve is corrected on the basis of the real brightness of an extensive territory whose temperature is known and changes little in time. We consider such a surface to be the open parts of the Mediterranean sea, which are assumed to be of temperatures of 2 °C in summer and of 15 °C in winter. In the investigated territories average brightness temperatures are calculated from day to day. The atmospheric attenuation by absorption of water vapor is neglected.

To calculate the territorial averages for verifying the estimations, rainfall records of 13 synoptic stations in Transdanubia and 10 stations in the Great Plain are used. The investigated territories and the network of precipitation observing stations are shown in *Fig. 1.* Though the distribution of stations is pretty irregular, data from all the stations have been taken into consideration.

3.2. *Relation of cloud top temperatures and heights to precipitation.* First of all, the rainfalls are brought into connection with the average cloud top temperatures. In *Fig. 2* the 12-hour rainfall ($\overline{RR} \geq 0.1$ mm) probabilities in percentage (p) are shown in Transdanubia (hatched areas) and in the Great Plain (blank areas) *versus* the brightness temperatures (T_{eff}). The brightness temperatures are ranged into classes of 10 degrees. On the left side *(a)* the distribution of the cases in summer and on the right side *(b)* the same in winter can be seen. The rainfall probability increases approximately linearly with the decrease of the brightness temperatures, and below -30 °C it reaches 80%. Above -20 °C a given brightness temperature is related to greater rainfall probability in summer than in winter. This may be explained by the fact that the same temperatures mean thicker cloud layer in summer than in winter. The changes of the cloudiness in the 12-hour period account for the rainfalls with positive brightness temperatures.

In *Fig. 3* the average brightness temperatures for Transdanubia and the Great Plain in summer and in winter, respectively, are shown in the cases of different rainfall categories (0, 0.1 – 0.9, 1.0 – 4.9, ≥5 mm); the marking agrees with that of Fig. 2. It is clearly seen that the rainfall efficiency of the cloudiness grows with the decrease of the brightness temperatures or, in other words, with the increase of the vertical extension of the cloudiness. Systematic

TABLE I.

The rainfall probabilities in percentage in case of different cloud top heights (h_{eff}). *(The number of cases is given in brackets)*

h_{eff} km	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
0 – 1.5	34 (29)	23(22)	26 (19)	17 (23)
1.6 – 3	53 (15)	32 (28)	39 (18)	29 (24)
3.1 – 6	73 (30)	52 (31)	64 (36)	44 (34)
>6	81 (16)	80 (5)	81 (16)	100 (5)

deviation between the two territories is found only in the case of rainfall exceeding 0.9 mm, namely with lower temperatures in the Great Plain. The differences between the summer and winter values indicate that the seasonal variation of the temperature of the troposphere decreases with increasing height.

To point out the role of the thickness of the cloud layer, the brightness temperatures (T_{eff}) have been converted into cloud top heights (h_{eff}). It is supposed that the cloudy layer reaches down to the base of low clouds con-

TABLE II.

The average cloud top heights in meters in case of different rainfalls (RR). *(The number of cases is given in brackets)*

$\overline{RR}$ mm	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
0	2380 (36)	2352 (52)	2843 (41)	2352 (55)
0.1 – 0.9	2623 (34)	3360 (25)	3676 (21)	3512 (23)
1.0 – 4.9	4293 (15)	3989 (9)	5033 (21)	5512 (8)
≥ 5.0	5216 (6)	–	6587 (8)	–

tiguously. To calculate the heights for Transdanubia, the radiosounding data of Budapest, for the Great Plain those of Szeged are used.

Firstly, it has been evaluated what rainfall probability is associated with different cloud top heights. For illustrating this relation *Table I* is presented, in which the cloud top heights are ranged into four classes. A growth in the rainfall probability follows the intensification of the vertical extension of the cloudiness. Generally, lower rainfall probability is related to clouds of the same height in winter than in summer time, which can be explained by the high liquid water content of the summer clouds. Under the same vertical extension of cloudiness, the rainfall probability is less in the Great Plain than in Transdanubia. Discrepancies in the configuration of the terrain and in the precipitable water content (Transdanubia is located nearer the sea than the Great Plain) account for this occurrence.

Besides the rainfall probabilities, the average cloud top heights occurring in the precipitation categories defined above have also been calculated and are shown in *Table II*. It can be seen that h_{eff} changes barely as against T_{eff} seasonally, and that the rainfall efficiency grows with vertically more extended clouds. At the same time, it is remarkable that the average cloud tops are higher in the Great Plain than in Transdanubia, meaning that a thicker cloud layer is needed for the same rainfall in the Great Plain than in Transdanubia. If we search the causalities, we should refer to circumstances mentioned in the interpretation of Table I.

Figures 2 and 3, as well as Tables I and II show the utility of satellite images in the rainfall estimation in the territory of Hungary, but they demonstrate the concomitant problems as well. First of all, we should think of using the morning satellite images and of the temporal variability of the cloudiness. Mainly the convective rainfalls in summer can be estimated deficiently, as in the morning hours, in spite of the potential instability, the cloudiness may be absent. Another problem arises from the advection of clouds. Owing to the advection, the cloud coverage may be exchanged altogether in the investi-

gated territory in the 12-hour period. It should be noted that during the studied period the TIROS-N images were not received regularly in the afternoon, therefore their use was eliminated. Additional problems are connected with the uncertainly in the determination of the vertical extension of the cloudiness and in the decision of the suitability of the cloud coverage for precipitation, i. e. with the difficulty in the judgement of the realization of conditions described in Section 1.

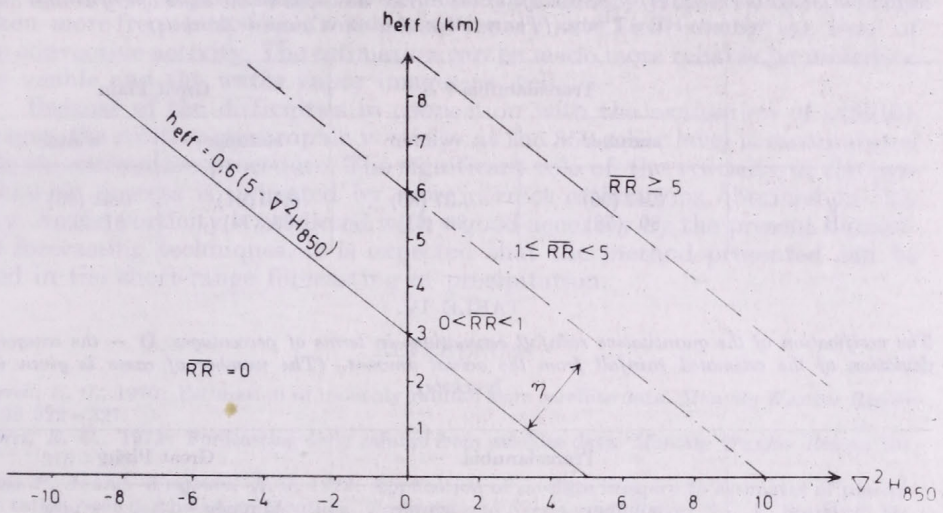


Fig. 4: The field $\nabla^2 H_{850}$, h_{eff} and the parameter η used in the rainfall estimation

3.3. *Incorporation of* $\nabla^2 H_{850}$ *into the estimation.* Because of the problems arising from the interpretation of satellite pictures, the relative geostrophic vorticity at the 850 mbar level ($\nabla^2 H_{850}$) has been used as complementary information to take into account the thickness and the rainfall efficiency of the cloudiness. It may be supposed that clouds are present in the lower troposphere at large positive values of $\nabla^2 H_{850}$ and, if at the same time there are very low brightness temperatures, i.e. very high cloud tops, the conditions are favourable for rainfall. The vorticities are computed for the centers of the investigated territories on the 12 GMT contour charts by using a grid distance of 600 km.

The distribution of the cases is studied in an $x = \nabla^2 H_{850}$, $y = h_{\text{eff}}$ Cartesian coordinate system *(Fig. 4).* It is found that a straight $h_{\text{eff}} = 0.6 \nabla (5 - {}^2 H_{850})$ separates the dry and the rainy cases relatively well. Therefore a fitting test is accomplished so that the distance (η) of each case (values x,y) from the separating straight line is calculated and that is correlated to the 12-hour rainfall data ($\overline{RR}$). In the calculation values $\eta < 0$ are related to $\overline{RR} = 0$. The result is presented in the first line of *Table III.* It is remarkable that the correlation coefficient is greater in summer than in winter. Another point of interest is a more successful rainfall estimation in the Great Plain than in Transdanubia. In this fact the failure of the estimations in months August and December plays a prominent part besides the terrain discrepancies.

It has been tried to make the parameter η apt to a quantitative estimation by assuming further straight lines parallel to the originating separating line and by defining different rainfall categories in the areas between them, as seen in *Fig. 4*. In fact, just a little domain of the field x, y is real, namely it is not probable that great positive values of $\nabla^2 H_{850}$ might be associated with very low cloud tops (h_{eff}) or *vice versa*.

TABLE III.

The relation of parameter η to the estimated rainfall. ϱ – the correlation coefficient for all the cases, B – *percentage of the correct decisions in the cases of dry weather and rainfalls* RR$\geq$1 mm. *(The number of cases is given is brackets)*

	Transdanubia		Great Plain	
	summer	winter	summer	winter
ϱ	0.47 (90)	0.37 (86)	0.76 (91)	0.61 (86)
B	80 (58)	86 (61)	85 (71)	81 (63)

TABLE IV.

The verification of the quantitative rainfall estimation, in terms of percentages. D – *the category deviation of the estimated rainfall from the actual amount. (The number of cases is given in brackets)*

	Transdanubia		Great Plain	
D	summer	winter	summer	winter
0	60 (54)	60 (52)	55 (50)	51 (44)
1	28 (25)	33 (28)	37 (34)	37 (32)
2	11 (10)	7 (6)	8 (7)	10 (8)
3	1 (1)	0	0	2 (2)

A contingency table has been compiled for the dry weather and for the cases of rainfall exceeding 0.9 mm. The cases of the actual rainfall between 0.1–0.9 mm are omitted. The estimations in this latter category are assumed to be successful and faulty in fifty-fifty. For characterizing the success of the estimations the percentage (B) of the correct decisions are calculated and indicated in the second line of *Table III*. The verification higher than 80 percent seems to be reassuring.

A quantitative verification has been made so that the case numbers of the correct estimations and those of the mistakes with 1, 2, 3 categories have been calculated and they are expressed in the percentage of all the cases. This result is presented in *Table IV*. It can be seen that 51–60 % of all the cases is correct, but 88–93% of the estimations is acceptable with one category tolerance. Deviations with two categories occur only in 7–11%. The number of heavy errors (estimation of rainfall of $\leq$5 mm in dry weather or *vice versa*)is insignificant (0–2 %). It is interesting that considering the totallyconcordant cases, the estimations are more successful for Transdanubia than for the Great Plain.

4. *Conclusions*

Though the estimation of the *daily* rainfall is attempted on the basis of the *morning* satellite images, the results demonstrate the usefulness of such an approach as a complementary information in the short-range forecasting of precipitation over Hungary. The study indicates that a joint analysis of brightness temperatures and cloud top heights provides a more complete knowledge on the precipitation process, and gives a more successful estimation.

A further improvement can be achieved by applying satellite pictures taken more frequently (e.g. from geostationary satellites) and in the time of the convective activity. The estimation can be made more reliable by including the visible and the water vapor images as well.

Because of the difficulties in connection with the evaluation of satellite images, the relative geostrophic vorticity at the 850 mbar level is incorporated into the estimation procedure. The significant role of the vorticity in the precipitation process is indicated by more correct estimations obtained in this way. As the vorticity is predicted with a good accuracy by the present numerical forecasting techniques, it is expected that the method presented can be used in the short-range forecasting of precipitation.

REFERENCES

Barrett, E. C., 1970: Estimation of monthly rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review* 98 322–327.

Barret, E. C., 1973: Forecasting daily rainfall from satellite data. *Monthly Weather Review* 101, 215–230.

Davis P. A. and *Weigman, E. J*, 1973: Application of satellite imagery to estimates of precipitation over northwestern Montana. *Technical and Semiannual Report* No. 1. Stanford Research Institute.

Davis, P. A., Weigman, E. J. and *Serebreny, S. M.*, 1971: Estimation of precipitation over Flathead drainage basin using meteorological photographs. *Final Report.* Stanford Research Institute.

Follansbee, W. A., 1973: Estimation ofaverage daily rainfall from satellite cloud photographs. *NOAA Technical Memorandum.* NE SS 44.

Follansbee, W. A. and *Oliver, V. J.*, 1975: A comparison of infrared imagery and video pictures in the estimation of daily rainfall from satellite data. *NOAA Technical Memorandum.* NESS 62.

Gerrish, H. P., 1970: Satellite and radar analysis of mesoscale features in the tropics. *Final Report.* AEC. 45.

Gethbridge, M., 1967: Precipitation probability and satellite radiation data. *Monthly Weather Review* 95, 487–490.

Gethbridge, M. and *Panofsky, H. A.*, 1969: Satellite radiation measurements and synoptic data. *Final Report.* Pennsylvania State University.

Martin, D. W., 1973: Review of satellite rainfall estimation methods. *Bull. Am. Met. Soc.* 54, 661–674.

Radok, U., 1966: An appraisal of TIROS III radiation data for Southest Asia. *Atmospheric Science Paper* No. 102. Colorado State University.

Vikdar, D. N. and *Suomi, V. E.*, 1971: Time variation of tropical energetics as viewed from a geostationary altitude. *J. Atmos. Sci.* 28, 170–180.

Veryev, A. S., 1977: *Synopticheskaya Meteorologiya,* Gidrometizdat, Leningrad.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982, Budapest

A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation

G. MAJOR, *Institute for Atmospheric Physics, H–1675 Budapest P. O. B. 39.*
A. SIZOV, *Technical University, Riga, USSR*

A hőmérséklet és a napsugárzás kétdimenziós eloszlásának modellje. Ebben a dolgozatban annak a munkának előzetes eredményeiről számolunk be, amelyet a hőmérséklet és a globál sugárzás kétdimenziós eloszlásának meghatározása céljából végeztünk. Ha a kétdimenziós eljárást normálisnak tekintjük, akkor azt teljesen jellemzi az egyes változók átlaga, szórása és a két változó korrelációs együtthatója. A téli hónapokban a hőmérséklet és sugárzás korrelációs együtthatója a várt negatív érték helyett pozitívnak adódott. Az elkészített TESOL program az említett 5 bemenő paraméterből kiszámítja a kétdimenziós eloszlást jellemző táblázatot és az egydimenziós eloszlások táblázatait.

⁂

A model for the two-dimensional distribution of temperature and solar radiation. Preliminary results are presented for determining the two-dimensional distribution of temperature and global radiation. If the two-dimensional distribution is a normal one, it is fully characterized by the mean, and the standard deviation of the single variables and their correlation coefficient. For the winter months the correlation coefficient between the radiation and temperature is positive instead of the expected negative value. A computer program named TESOL calculates from the above listed 5 input parameters the two-dimensional distribution tables, as well the single distribution tables.

⁂

Introduction. The proper heating or cooling of buildings or the efficient utilization of solar collectors require the knowledge of actual values of several meteorological elements. The occurrence of a given combination of meteorological elements statistically can be characterized by the multidimensional distribution function. *Sizov* (1975, 1981) has developed a method to construct the two-dimensional distribution of temperature and humidity from simple parameters. Using his results the expenses of operation of air conditioners could be estimated very well.

In this paper the above-mentioned method is modified for modelling the temperature–global solar radiation two-dimensional distribution.

Method

A two-dimensional normal or uniform distribution is fully characterized if the mean values and variances for both variables and moreover their correlation coefficient are known. In this case the distribution can easily be handled by computer using a simple formula. For any actual distribution the best fitting two-dimensional normal or uniform distribution can be determined

from the above-mentioned 5 simple parameters, even in the case when there are not enough data available to derive a well-detailed empirical distribution table. The application of the approximate formula causes significant error only at extreme values of the variables. Some examples are shown in the papers cited above.

TABLE I.

Basic statistical parameters of Budapest-Lőrinc (1971–1975)h: hours of observation; t: mean temperature; σ_t: temperature standard deviation; $\bar{s}$: mean global radiation; σ_s: radiation standard deviation; r_{ts}: correlation coefficient

h	Parameters				
	$\bar{t}$ °C	σ_t °C	$\bar{s}$ J/cm² hour	σ_s J/cm² hour	r_{ts}
			January		
01 00	–	–	–	–	–
07 00	–	–	–	–	–
10 00	−0.7	3.8	32.6	20.8	0.06
13 00	1.1	3.8	58.7	34.4	0.19
19 00	–	–	–	–	–
			March		
01 00	4.4	4.6	–	–	–
07 00	3.3	4.9	40.4	21.3	0.27
10 00	–	–	–	–	–
13 00	9.9	6.5	162.9	68.2	0.67
19 00	8.3	5.6	0.5	2.0	0.3
			June		
01 00	15.3	2.8	–	–	–
07 00	16.1	2.8	117.8	49.1	0.48
10 00	–	–	–	–	–
13 00	22.1	4.0	235.6	86.0	0.75
19 00	21.0	3.3	36.2	13.8	0.49
			December		
01 00	–	–	–	–	–
07 00	–	–	–	–	–
10 00	1.1	3.6	32.6	17.3	−0.08
13 00	3.0	3.3	66.4	32.8	0.23
19 00	–	–	–	–	–

It is practical to calculate the aforementioned 5 statistical parameters from climatological observations, and later to construct formulae describing their daily and yearly variations.

Data

The basic statistical parameters have been derived from the measurements made in Budapest–Lőrinc in the period 1971–75. These parameters are shown in *Table I.* (In the winter months there are no radiation data at 7 or 19 hours.) The variance of global radiation can be approximated using *Fig. 1.*

In winter the correlation between the temperature and global radiation is high as compared with our previous speculative expectances; significant

solar radiation was usually observed in the cold air-mass, therefore a stronger negative correlation had been expected. The results definitely show that the solar heating is significant even in December and January (see also *Fig. 2.*). The daily course of the correlation coefficient could be approximated by a second order polynom.

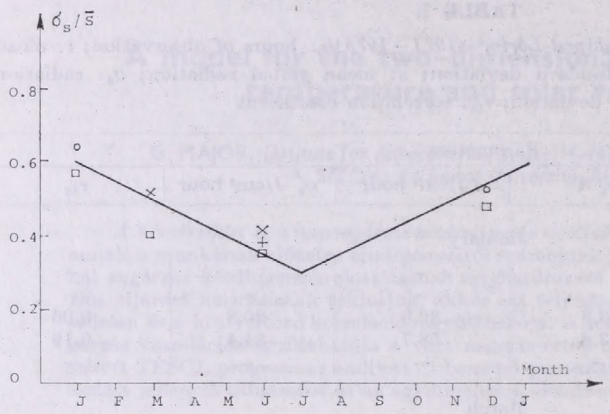


Fig. 1: The ratio of standard deviation to the mean value for global solar radiation. Symbols: × 7 hours, ○ 10 hours, □ 13 hours, + 19 hours

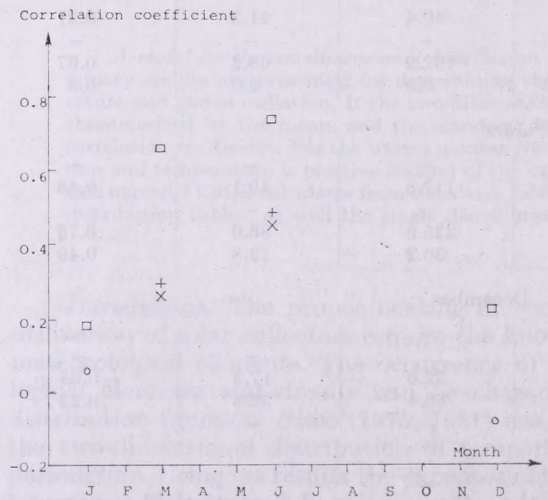


Fig. 2: The correlation coefficients between temperature and global radiation. The meaning of the symbols is the same as in *Fig. 1*

Results

The distribution of the temperature is nearly normal, while that of the radiation is highly asymmetric (see *Fig. 3*). To apply a two-dimensional normal distribution analytic approximation, the radiation values have been transformad into a dimensionless X value by the equation:

$$\frac{S}{S_{\max}} = \frac{1}{1+\exp[-X]},$$

where $S_{\max}$ is the possible solar radiation at the time of observation.

The TEmperature–SOLar radiation two-dimensional distribution is realized by a computer program named "TESOL". The existence of this program is the main result of our work. TESOL is capable of deriving the two-dimensional distribution for each hour (when the solar radiation is not zero) of the average day of any month. The required input parameters are: the mean va-

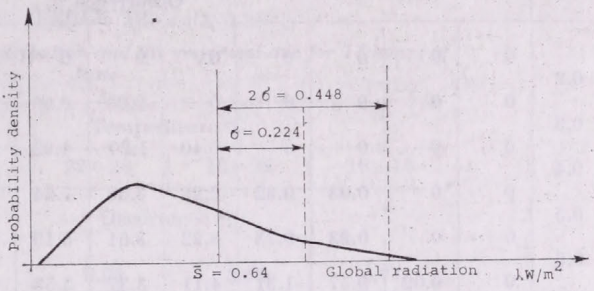


Fig. 3: The distribution of global radiation from the model

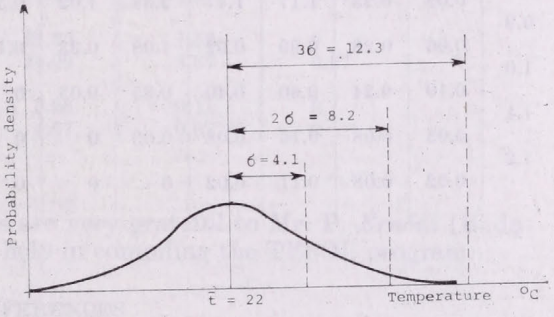


Fig. 4: The distribution of temperature from the model

ues and standard deviations of temperature for 1, 7, 13 and 19 hours; the mean values of global radiation for 4 different hours, and the correlation coefficients between the two variables for 4 different hours. First, the program fits appropriate type of curves to obtain the daily course of the above-mentioned parameters. In the second phase the two-dimensional occurrence table is computed. Finally, the one-dimensional distributions are also printed.

As an example of application, the results of calculations for 13 hours of the average day of June are shown.

Table II contains the two-dimensional distribution model, *Fig. 3* and *4* demonstrate the one-dimensional ones. The difference is remarkable compared with the December results (see *Table III*).

To check the fitting of the approximation, an empirical distribution table has been prepared from the June values. Since the number of observations is only 150, this empirical table is not so detailed as that derived from the model. In *Table IV* the upper numbers are the percentual model-probabilities, the lower numbers are the corresponding empirical ones.

TABLE II.

The temperature-radiation distribution for 13 hours of June, Budapest

Radiation kW/m²	Temperature °C											
	32 – 34	30 – 32	28 – 30	26 – 28	24 – 26	22 – 24	20 – 22	18 – 20	16 – 18	14 – 16	12 – 14	10 – 12
	Occurrence %											
0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.06	0.13	0.02
0.3	0	0	0	0	0	0.03	0.46	0.84	2.01	1.27	1.08	0.19
0.4	0	0	0	0	0.40	1.20	4.32	4.11	5.11	1.71	0.78	0.02
0.5	0	0	0.03	0.32	2.22	3.58	7.64	4.37	3.26	0.61	0.13	0
0.6	0	0	0.23	0.73	3.22	3.61	5.19	1.97	1.00	0.11	0	0
0.7	0	0.02	0.57	1.31	4.11	3.37	3.53	0.96	0.34	0	0	0
0.8	0	0.12	0.97	1.66	3.72	2.21	1.70	0.33	0.04	0	0	0
0.9	0.02	0.23	1.17	1.47	2.38	1.02	0.58	0.04	0	0	0	0
1.0	0.06	0.28	0.99	0.92	1.08	0.33	0.11	0	0	0	0	0
1.1	0.10	0.24	0.60	0.40	0.35	0.05	0	0	0	0	0	0
1.2	0.03	0.08	0.16	0.08	0.03	0	0	0	0	0	0	0
	0.02	0.08	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0

TABLE III.

The temperature-radiation distribution for 13 hours of December, Budapest

Radiation kW/m²	Temperature °C										
	12 – 14	10 – 12	8 – 10	6 – 8	4 – 6	2 – 4	0 – 2	–2 – 0	–4 – –2	–6 – –4	–8 – –6
	Occurrence %										
0.1	0	0.39	1.80	5.08	9.75	12.94	11.96	7.66	3.40	1.00	0.05
0.2	0.05	0.67	2.21	5.06	8.05	8.86	6.75	3.56	1.30	0.28	0
0.3	0	0.22	0.68	1.37	1.89	1.81	1.20	0.55	0.13	0	0
0.4	0	0.01	0.14	0.28	0.35	0.30	0.16	0.03	0	0	0
	0	0	0	0.01	0.04	0	0	0	0	0	0

Conclusions

The heat loss of solar collectors depends on the temperature difference between the collector itself and the surroundings. It can be readily seen from Tables II and III that the efficiency of solar collectors is less in December than in June. Using our TESOL program, the difference can be quantitatively obtained for any hour of any month.

TABLE IV.

Comparison of the model distribution and the empirical one for 13 hours of June

Radiation kW/m²	Temperature °C			
	28—34	22—28	16—22	10—16
	Occurrence %			
	0	0.03	3.33	2.75
0.3	0	0.67	3.33	2.00
	0.26	15.28	36.97	3.36
0.6	0.67	14.00	30.67	4.67
	3.10	21.25	7.52	0
0.9	3.33	24.00	8.67	0.67
	2.75	3.26	0.11	0
	2.00	4.67	0.67	0

Acknowledgement. The authors are very grateful to Mr. P. *Ernődi* (Budapest, Technical University) for his help in compiling the TESOL program.

REFERENCES

Sizov, A., 1981: Statistical parameters of climate characteristics for building-machinery planning (in Hungarian). *Épületgépészet* (in press).

Sizov, A. 1975: Probability model of climate for calculating the expenses of energy. In: *Ventillation and air-conditioning* (in Russian). Riga, R.P.I, 141—149.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember—október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept.—Oct. 1982. Budapest

Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei*

BÉRCES TIBOR, *MTA Központi Kémiai Kutatóintézet, H-1525 Budapest, Pf. 17 és*
MÉSZÁROS ERNŐ, *Központi Légkörfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39*

Meteorological and chemical conditions of photochemical smog formation. After defining the smog phenomenon the meteorological situations leading to its formation are briefly presented. The pollutants and pollution sources important for smog formation are enumerated. The oxidation of nitrogen monoxide and the formation and destruction of ozone as well as the typical daily variation of the concentration of some components (NO_x, O_3, PAN and hydrocarbons) are discussed. Further, the importance of inorganic free radicals (OH and HO_2) and hydrocarbons (olefins, paraffins and aldehydes) in the chain reactions is stressed. Finally, the methods of the numerical simulation of photochemical smog and the possibilities of its forecasting are mentioned.

⚹

Fotokémiai szmog keletkezésének kémiai és meteorológiai feltételei. A fotokémiai szmog fajtáinak definiálása után röviden ismertetjük a szmog keletkezéséhez vezető meteorológiai helyzeteket. Felsoroljuk azokat a szennyezőanyagokat, illetve szennyezőanyag forrásokat, amelyek a szmog-képződésben alapvető szerepet játszanak. Tárgyaljuk a nitrogén-monoxid oxidációjának, valamint az ózon keletkezésének és felbomlásának különböző módjait és leírjuk a folyamatban résztvevő egyes komponensek (nitrogén-oxidok, ózon, PAN és szénhidrogének) koncentrációjának tipikus napi menetét. Külön figyelmet szentelünk a szervetlen szabad gyökök (OH és HO_2) és szénhidrogének (olefinek, paraffinok és aldehidek) legfontosabb kémiai reakcióinak. Végül vázoljuk a fotokémiai szmog számítógépes szimulálásának módjait és rámutatunk előrejelzésének lehetőségeire.

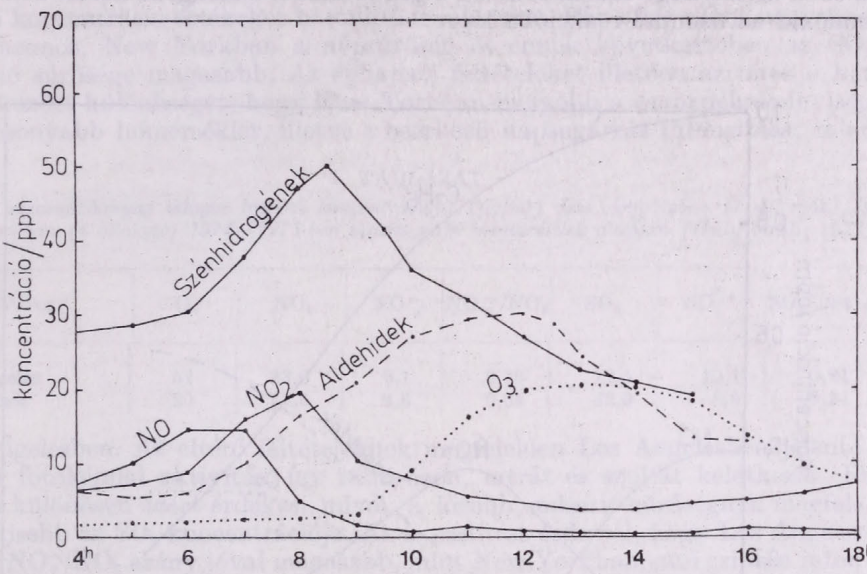
⚹

Bevezetés. A „szmog" kifejezést elsőnek Des Voeux alkalmazta 1905-ben (lásd *Green* és *Lane*, 1957) olyan légszennyeződési helyzetek leírására, amelyekben egyszerre figyeltek meg magas füst („smoke") és köd („fog") koncentrációt. A jelenlegi szóhasználat szerint a szmog általában városi erős légszennyeződést jelent, amikor a jelentős mértékű szennyezőanyag kibocsátás tartósan kedvezőtlen hígulási viszonyokkal párosul.

Ezt az általános definíciót szűkítve ebben a tanulmányban csak azokkal az esetekkel foglalkozunk, amikor az erős légszennyeződés kialakulását fotokémiai reakciók indítják meg. Ilyen ún. fotokémiai szmogban az egészségügyi és egyéb problémákat a reakciókkal keletkező másodlagos komponensek okozzák. Történeti okokból egyes szerzők a szmog két típusáról, Los Angeles-i és londoni típusú szmogról beszélnek. Régebben úgy gondolták, hogy a Los Angeles-i szmogban az oxidánsok és nitrogénvegyületek, míg a londoni szmogban a kénvegyületek dominálnak. Az első esetben az elsődleges szennyezőket

* Előadás, elhangzott a Meteorológiai Tudományos Napokon, Budapesten, 1981. november 19—20.

a gépkocsiforgalom, a másodikban a fosszilis tüzelőanyagok (szén, olaj) elégetése juttatja a levegőbe. Ez a felosztás nyilvánvalóan önkényes és mesterséges, mivel a két szennyezőforrás általában együttesen hat. Az viszont igaz, hogy a meteorológiai és egyéb pl. domborzati tényezők függvényében a kémiai reakciók sebessége különböző helyeken jelentősen különbözhet, ami a végtermékek koncentrációjában kimutatható eltéréseket okoz (lásd később).



1. *ábra:* Néhány szennyezőanyag koncentráció alakulása a nap folyamán Los Angelesben szmogos helyzetekben végzett mérések alapján *(Haagen—Smit* and *Wayne,* 1976)

Kaliforniában a szmog keletkezését az ottani speciális időjárási és földrajzi helyzet segíti elő. Nappal, amikor a tenger felől fúj a szél a partvidék fölött inverzió van és a hegyek gátolják a levegőbe került szennyező anyagok elkeveredését. Ilyen esetekben az intenzív napsugárzás fotokémiai reakciókat indít el. Általában azt mondhatjuk, hogy a fotokémiai szmogok nyugodt, inverziós meteorológiai helyzetekben keletkeznek, amikor a légáramlás sebessége kicsi, és a napsugárzás erőssége jelentős (anticiklonális helyzetek).

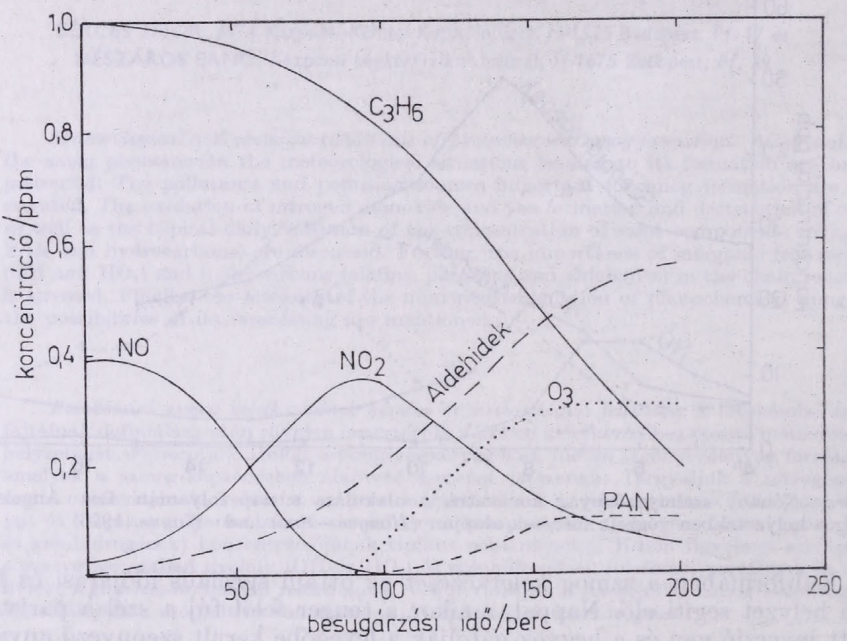
A továbbiakban az a célunk, hogy röviden összefoglaljuk azokat a kémiai folyamatokat, amelyek fotokémiai szmog kialakulásához vezetnek és felvázoljuk a jelenség számítógépes szimulálásának elvi lehetőségeit.

1. *A jelenség lefolyása; a légszennyező anyagok koncentrációja*

Az *1. ábra* néhány szennyezőanyag koncentrációjának tipikus napi menetét mutatja Los Angeles belvárosában szmogos légköri helyzetekben végzett mérések alapján (*Haagen—Smit* és *Wayne,* 1976). A görbék menete a következő módon magyarázható. A hajnali óráktól kezdve a gépkocsiforgalom egyre intenzívebbé válik, ennek következtében egyre több nitrogén-monoxid, szén-monoxid[1] és szénhidrogén kerül a levegőbe (elsődleges légszennyezők).

[1] Az ábrában a szén-monoxid koncentrációjának menetét nem tüntettük fel, mivel ez lényegében az NO menetével párhuzamos.

Napfelkelte után a nitrogén-monoxid koncentrációja csökkenni kezd, mivel az NO a levegőben nitrogén-dioxiddá alakul át. A napsugárzás intenzívebbé válása miatt, a levegőben megjelenik az ózon és a kibocsátott elsődleges szénhidrogének (pl. olefinek) aldehidekké alakulnak át. A maximális ózon koncentráció a koradélutáni órákban mérhető. Az ózon szint növekedésével a NO_2 koncentrációja egyre kisebb lesz. A késődélutáni és koraesti órákban az ózon mennyisége csökken, mivel a gépkocsikból a levegőbe kerülő nitrogén-monoxid az ózonnal reakcióba lép.



2. ábra: Jellegzetes koncentráció változások $C_3H_6 - NO$ elegyek besugárzása során, levegőben *(Heicklen,* 1976)

A fenti elképzelés laboratóriumi kísérletekkel ellenőrizhető. A *2. ábra, Heicklen* (1976) munkája alapján, ilyen kísérlet eredményeit mutatja. A kísérlet alkalmával az ún. szmog-kamra nyomanyagoktól mentes, tiszta levegőjébe nitrogén-monoxidot és propilént (C_3H_6) juttattak, majd a gázkeveréket megfelelő fényforrással ($\lambda > 290$ nm) megvilágították. A különböző anyagok koncentrációjának időbeli változása azonos jellegű az 1. ábrán bemutatott menetekkel. Az ilyen típusú kísérletek azt is kimutatták, hogy a szmogokban egyéb komponensek, pl. HNO_3 és nitrátok (peroxi-acetil nitrát = PAN, lásd 2. ábra) is keletkeznek.

Ha a kamrába a fenti nyomanyagokon kívül kén-dioxidot és vízgőzt is juttatunk, akkor az aeroszol részecskék képződése különösen intenzívvé válik. Kémiai analízisek eredményei szerint a keletkezett részecskék elsősorban kénsavból állnak (*Friedlander,* 1978). A részecske-tömeg nagyság szerinti eloszlásának 0,1 – 0,2 μm környezetében maximuma van.

A laboratóriumi kísérletekkel megállapított fotokémiai szulfátképződési

olyamatokat hazai légköri megfigyelések is bizonyítják. *Mészáros* (1973)ugyan- Budapest mellett, a déli órákban végzett megfigyelések alapján kimutatta, ogy az aeroszol szulfátion-tartalma és az $[SO_4^{2-}]/[SO_2]$ koncentráció-arány a yári félévben a napsugárzás intenzitásával arányos.

A másodlagos légszennyező anyagok keletkezését különböző éghajlati és lőjárási feltételek között jól reprezentálják az *I. táblázat* adatai (*Hidy* et. al., 978). A táblázat alapján két városban, Los Angelesben és New Yorkban mért gköri koncentráció-értékeket hasonlíthatunk össze. Bár a két város nagysága özel azonos, New Yorkban a népsűrűség és ennek következtében az SO_2 misszió sűrűsége magasabb. Az éghajlati feltételeket illetően az okoz a két áros között különbséget, hogy New Yorkban nagyobb a csapadékmennyiség s alacsonyabb hőmérséklet, illetve a beérkező napsugárzás intenzitása, mint

I. TÁBLÁZAT

Néhány szennyezőanyag átlagos légköri koncentrációja (μg/m³) Los Angelesben (7 állomás) és New Yorkban (4 állomás) 1974–1975-ben végzett napi mintavételek alapján (Hidy et al., 1978)

Város	O_3	NO_2	NO_3^-	NO_3^-/NO_2	SO_2	SO_4^{2-}	SO_4^{2-}/SO_2
os Angeles	52	83,9	9,1	0,10	12,5	10,1	0,81
ew York	20	67,6	2,6	0,04	42,9	8,9	0,21

os Angelesben. Az eltérő feltételeknek megfelelően Los Angelesben jelentő- bb a fotokémiai aktivitás, így több ózon, nitrát és szulfát keletkezik. Ez többi különösen azért érdekes, mivel, a kisebb emisszió-sűrűségnek megfele- en, kisebb az SO_2 koncentrációja. Az is említést érdemel, hogy Los Angeles- en az NO_3^-/NO_2 arány jóval magasabb, mint New Yorkban, ami szintén inten- ívebb aeroszol-képződésre utal. Láthatjuk, hogy az eltérő éghajlati feltételek másodlagos szennyezőanyagok keletkezésében jelentős eltéréseket okoznak. Ennek ellenére nem szerencsés a szmog két típusáról beszélni, mivel a szulfát- oncentráció – amelyet a londoni szmog indikátorának tartottak – Los ngelesben is igen jelentős.)

2. *Másodlagos légszennyező anyagok keletkezési mechanizmusa*

A fotokémiai szmog-képződés a NO_x, SO_x, CO és szénhidrogénekkel szeny- yezett levegőben a napsugárzás hatására végbemenő kémiai folyamatok kö- etkezménye. A Napnak a troposzférába jutó ultraibolya sugárzása hatására gen bonyolult kémiai átalakulások, ún. fotooxidációs folyamatok játszód- ak le,

$$NO_x + CH + h\nu\ (290 < \lambda < 430\ \text{nm}) \rightarrow$$

$$\rightarrow O_3 + NO^2 + CH^3C = O\ (PAN) + \text{aeroszol} + \ldots,$$

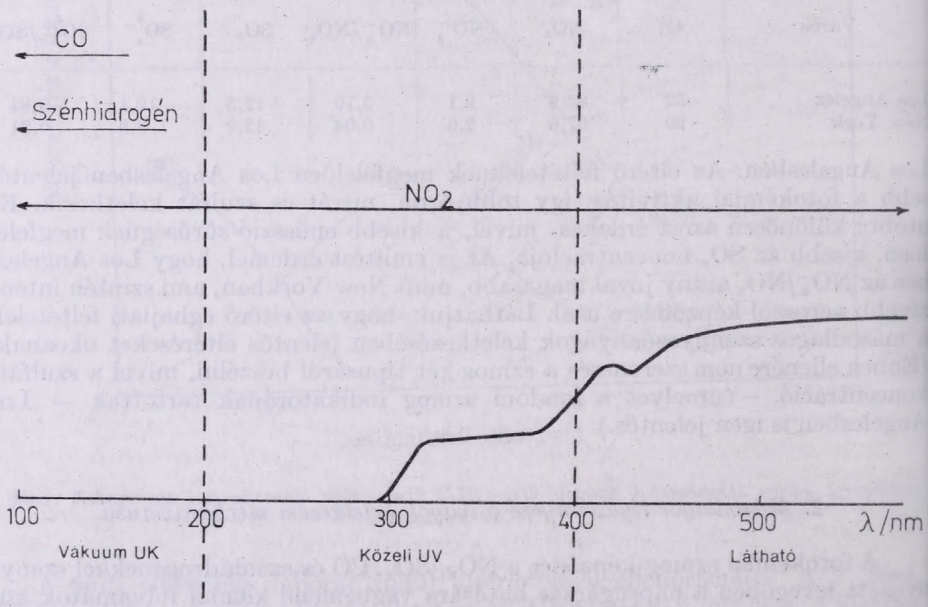
$$\qquad\qquad\qquad\quad |$$

$$\qquad\qquad\qquad OONO_2$$

melyekben oxidánsok – köztük O_3 és PAN – valamint nagyszámú egyéb eakciótermékek, ún. szekunder szennyezőanyagok képződnek. Ezek közül né- ány fontosabbat az 1. ábrán bemutattunk. Ez az ábra többé-kevésbé jól zemlélteti a szmog-jelenség néhány leglényegesebb jellemzőjét.

1. Az aldehidek felhalmozódása a szénhidrogének fogyásával többé-kevésbé párhuzamosan történik.
2. A szmog esemény kifejlődése során az NO koncentráció viszonylag gyorsan csökken, miközben NO_2-vé oxidálódik.
3. Az O_3 és a PAN oxidánsok megjelenése és erőteljes felhalmozódása abban a fázisban történik, amikor az NO koncentráció már kicsi, de az NO_2 koncentráció jelentős.

A szmog esemény említett jellemzőinek és a másodlagos légszennyező anyagok keletkezésének megértéséhez meg kell vizsgálnunk azokat a kémiai reakciókat – ún. elemi folyamatokat – amelyek a szennyezett légkörben az ultraibolya sugárzás hatására lejátszódnak. E kémiai reakciók felderítésével – Haagen–Smit és munkatársainak az 1950-es évek elején végzett úttörő vizsgálatai óta (lásd pl. *Haagen–Smit* (1952), *Haagen–Smit* et al. (1953), *Haagen–Smit* and *Fox* (1955) – világszerte igen kiterjedt kutatások foglalkoztak és a főbb folyamatok napjainkig jórészt felderítették.



3. ábra: A troposzférába jutó napsugárzás hullámhossz eloszlása és néhány légszennyező anyag fényelnyelési tartománya

2.1. *A nitrogén-dioxid és ózon képződése.* Sötétben a szénhidrogének oxidációja és az ún. oxidánsok (O_3, PAN, ...) keletkezése igen lassú. Az NO_2 ilyen körülmények között csak a nitrogén-monoxid molekuláris oxigénnel történő oxidációjában képződhet:

$$2NO + O_2 \rightarrow 2NO_2$$

Ez a folyamat kb. két nagyságrenddel lassúbb mint amit a nitrogén-dioxid a szennyezett légkörben megfigyelt gyors felhalmozódásának magyarázata megkívánna.

A fotokémiai szmog-képződés csak a napfény hatására megy végbe. Azonban – mint a *3. ábráról* látható – az elsődleges légszennyező anyagok, az NO, a CO és a szénhidrogének, csak a színkép ún. vákuum ultraibolya tartományában ($\chi > 290$ nm) nyelnek el sugárzást. Ilyen fény a troposzférát érő sugárzásban nem található. A földfelszín-közeli rétegekbe 290 nm-nél hosszabb hullámhosszúságú közeli ultraibolya és látható fény jut el (lásd a 3. ábrán eltüntetett görbét). Ezeknél a hullámhosszaknál az elsődleges szennyezőanyagként megjelenő és főleg a lassú oxidációban képződött nitrogén-dioxid képes elnyelni (lásd az ábrát), amely a 290–430nm tartományban elbomlik alapállapotú oxigénatomokra és nitrogén-monoxidra:

$$NO_2 + h\nu \rightarrow NO + O$$

Ha egyszer létrejöttek az oxigénatomok, akkor már egyszerűen végbemegy az ózonképződés, ugyanis az oxigénatomok molekuláris oxigénnel egyesülnek:

$$O + O_2 \rightarrow O_3$$

Ha a szennyezett levegőben jelentősebb mennyiségű nitrogén-monoxid található, akkor a képződött ózon gyorsan elreagál a nitrogén-monoxiddal:

$$O_3 + NO \rightarrow O_2 + NO_2$$

Az O_3 és az NO nem létezhetnek egymás mellett nagy koncentrációban. Egy ilyesztán szervetlen anyagokat (pontosabban nitrogén-oxidokat és levegőt) tartalmazó rendszerben az ózon képződéséhez és ózon eltüntetéséhez vezető reakciók egy stacionárius ózon szintet alakítanak ki. Könnyen kimutatható, hogy ez a fotostacionárius ózonkoncentráció arányos az NO_2 és NO koncentráció viszonyával:

$$[O_3] = \text{konstans} \times \frac{[NO_2]}{[NO]}$$

Ezzel a három reakcióból álló reakciómechanizmussal – egyszerűsége ellenére – a fotokémiai szmog-jelenség több fontos jellemvonása értelmezhető:

1. Értelmezhető a fény szerepe a szmog-képződésben, magyarázható a 290 és 430 nm közötti hullámhossztartomány hatékonysága;
2. Értelmezhető az ózon képződése; és
3. megérthető, hogy az ózon miért késleltetve, a fotokémiai szmog esemény egy későbbi szakaszában jelenik meg, amikor az NO koncentrációja már kicsi, de az NO_2 koncentráció jelentős (vagyis amikor a $[NO_2]/[NO]$ arány nagy).

Ez a klasszikus reakciómechanizmus azonban több igen fontos kérdésben tapasztalatokkal összeegyeztethetetlen következtetéshez vezet: A légköri szennyezettség mérésekkel és laboratóriumi szmog-kamra kísérletekkel kimutatták, hogy szmog-események során az ózon koncentráció jóval magasabb szinteket érhet el, mint ami a fotostacionárius állapotnak megfelelne; továbbá az NO oxidációja NO_2-vé, valamint a szénhidrogének fogyása sokkal nagyobb sebességgel megy végbe a valóságban mint amit az egyszerű mechanizmusok alapján várnánk. Az 1960-as évek végén és az 1970-es évek elején nyilvánvalóvá vált, hogy a szmog-jelenség kiváltásában, azaz a $NO \rightarrow NO_2$ átalakulásában és a szénhidrogének gyors elreagálásában egy addig föl nem ismert igen reaktív

részecske játszik meghatározó szerepet. Megállapították, hogy ez a részecske a hidroxilgyök (lásd később).

2.2. *A hidroxilgyök képződése.* Mielőtt bemutatnánk az OH-gyökök szerepét a légköri foto-oxidációs folyamatban, vizsgáljuk meg a hidroxilgyök keletkezésmódját.

A napsugárzás 319 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú komponensei hatására az ózon fotodisszociációjával gerjesztett (szingulett) oxigénatomok képződhetnek:

$$O_3 + h\nu \rightarrow O^* + O_2$$

Ezek a nagyon reaktív atomok hidrogént szakítanak le a levegőben jelenlevő víz és szénhidrogén (RH) molekulákról

$$O^* + H_2O \rightarrow \dot{O}H + \dot{O}H$$

$$O^* + RH \rightarrow \dot{O}H + R$$

miközben hidroxilgyökök képződnek.

Az OH-gyökök fő forrása azonban nem az ózon fotolizis, hanem valószínűleg a szennyezett levegőben található salétromos sav fotodisszociációja. A salétromos sav 315 és 390 nm között nyel el fényt és elbomlik OH és NO termékekre:

$$HONO + h\nu \rightarrow \dot{O}H + NO$$

2.3. *Az* $NO \rightarrow NO_2$ *átalakulása és másodlagos termékek keletkezése szénhidrogén jelenlétében.* A hidroxilgyökök szerepének felismerése a troposzféra kémiai folyamataiban elsősorban két kutatócsoport nevéhez fűződik. Heicklen és munkatársai (*Heicklen* et. al., 1971), valamint Niki és munkatársai (*Weinstock* et. al., 1971) 1971-ben publikált munkáiban állapították meg először, hogy a nitrogén-monoxid gyors oxidációjáért és a szénhidrogének gyors elreagálásáért a hidroxilgyökök által megindított ún. lánciklusok (reakcióláncok) a felelősek. A reakcióláncok alatt olyan egymásután lejátszódó elemi kémiai reakciókat értünk, amelyekben visszaképződik a reakciósort elindító szabad gyök. Az $R-CH_3$ általános képlettel jelölt telített szénhidrogén esetében a reakcióláncot alkotó tipikus reakciók a következők:

$$\dot{O}H + R-CH_3 \rightarrow H_2O + R-\dot{C}H_2$$

$$R-\dot{C}H_2 + O_2 \rightarrow R-CH_2-O-\dot{O}$$

$$R-CH_2-O-\dot{O} + NO \rightarrow R-CH_2-\dot{O} + NO_2$$

$$R-CH_2-\dot{O} + O_2 \rightarrow R-CHO + H\dot{O}_2$$

$$H\dot{O}_2 + NO \rightarrow \dot{O}H + NO_2$$

Az első reakció a szénhidrogén fogyasztó folyamat, amelyben az OH-gyök egy hidrogénatomot szakít le a szénhidrogénről, miközben egy szénhidrogéngyök (másnéven alkilgyök) képződik. Ez a gyök igen gyors reakcióban egyesül a levegő oxigénjével alkil-peroxil-gyökké. A következő lépésben a nitrogén-monoxid egy oxigénatomot von el a peroxilgyökből, miközben önmaga nitrogéndioxiddá oxidálódik és egy ún. alkoxilgyök képződik. Az alkoxilgyökről az

oxigén molekula hasít le egy hidrogénatomot. Ebben a reakcióban képződnek az aldehidek, a szénhidrogénekből származtatható fő másodlagos légszennyező anyagok, és felszabadul egy HO_2 (hidroperoxil-)gyök. Végül az utolsó lépésben ez a hidroperoxilgyök egy újabb NO molekulát oxidál NO_2-vé és visszaképződik a reakciósort elindító hidroxilgyök. Ezzel a reakciólánc bezárult és egy újabb láncciklus indulhat meg.

Teljesen hasonló módon játszódik le az oxidációs láncciklus a telítetlen szénhidrogének, az ún. olefinek esetében. A reakcióláncokat ez esetben is az OH-gyökök indítják, de eltérően a telített szénhidrogénektől, a fotooxidáció első lépése az OH-gyök addiciója (rárakodása) az olefin molekula kettőskötésére:

$$\dot{O}H + R'-CH=CH-R'' \rightarrow R'-\underset{\displaystyle OH}{\underset{|}{CH}}-\dot{C}H-R''$$

A további reakciólépések ugyanazok mint a telített szénhidrogének esetében megismert folyamatok, azaz peroxilgyök képződése, stb.

A szerves vegyületek mellett, a légkörben jelenlévő CO is résztvehet hasonló oxidációs láncciklusokban:

$$\dot{O}H + CO \rightarrow CO + H$$

$$\dot{H} + O_2 \xrightarrow{M} \dot{H}O_2$$

$$\dot{H}O_2 + NO \rightarrow \dot{O}H + NO_2$$

A reakcióláncokat itt is a hidroxilgyök indítja. A képződött hidrogénatom oxigénnel hidroperoxilgyökké egyesül. Ez a már megismert reakcióban oxidálja az NO-t NO_2-vé, miközben visszaképződik a hidroxilgyök.

Mindezeknek az oxidáxiós láncciklusoknak közös vonásuk, hogy

1. a láncokat a hidroxilgyök reakciói indítják;
2. az $NO \rightarrow NO_2$ átalakulásban a tulajdonképpeni oxidáló ágensek a $\dot{H}O_2$ és $R\dot{O}_2$ és az oxidációs lépések a

$$\dot{H}O_2 + NO \rightarrow \dot{O}H + NO_2$$

és

$$R\dot{O}_2 + NO \rightarrow R\dot{O} + NO_2$$

reakciók.

II. TÁBLÁZAT

Néhány reaktív anyagfajta tipikus koncentrációja szennyezett levegőben

Reaktív anyagfajta	O	O_3	OH	HO_2	CH_3O_2
Koncentráció molekula/cm³	10^4	$10^{11}-10^{13}$	$2\times10^6-5\times10^6$	$5\times10^8-5\times10^9$	2×10^7

A hidroxilgyököket először 1975-ben sikerült kimutatni és mérni a szennyezett légkörben. (*Davis* et. al., 1976 és *Perner* et. al., 1976). Így ma már általánosan elfogadott az az álláspont, hogy a hidroxilgyökök, hidroperoxilgyökök

és az alkilperoxilgyökök meghatározó szerepet játszanak a fotokémiai légszennyezésben, és valószínűleg az SO_2-nak szulfát részecskékké történő gyors oxidációjában is, amelyre még visszatérünk. Az OH, HO_2, RO_2 és néhány más reaktív anyagfajta szennyezett levegőben mért, illetve kinetikai adatok felhasználásával becsült koncentrációját (molekula/cm^3-ben) a *II. táblázat*ban mutatjuk be. Az adatok közül feltűnik a HO_2 és RO_2 gyökök (azaz a peroxilgyökök) nagy koncentrációja és ezekhez képest nagyságrendekkel kisebb hidroxilgyök koncentráció. Az eltérés oka az, hogy a peroxilgyökök reakciója NO-val (az NO_2 képződési reakció) viszonylag lassú a hidroxilgyök és szénhidrogének közötti reakcióhoz képest. Ennek következtében a peroxilgyökök jobban felhalmozódnak mint a nagyon nagy reakcióképességű hidroxilgyök.

2.4. *Aeroszol részecskék keletkezése.* A kén-dioxid gáz szulfát részecskékké történő fotokémiai átalakulását az ötvenes évek kezdete óta tanulmányozzák. A kezdeti vizsgálatok leglényegesebb vonása az, hogy a kutatók a jelenség magyarázatakor az SO_2 molekulák közvetlen fotooxidációját tételezték fel. Úgy gondolták, hogy a gerjesztett SO_2 molekulák az oxigénnel könnyen reakcióba lépnek. Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták (*Calvert* et. al., 1978), hogy a kén-dioxid direkt fotooxidációja troposzferikus feltételek mellett gyakorlatilag elhanyagolható. Jelenlegi elképzeléseink szerint az SO_2-t a különböző szabad gyökök oxidálják a következő módon:

$$SO_2 + \dot{O}H \xrightarrow{M} H\dot{S}O_3$$

$$SO_2 + H\dot{O}_2 \rightarrow SO_3 + \dot{O}H$$

$$SO_2 + CH_3\dot{O}_2 \rightarrow SO_3 + CH_3\dot{O}$$

Calvert et al., (1978) úgy véli, hogy az első folyamat a döntő, amelyet a következő reakció kísér:

$$H\dot{S}O_3 + \dot{O}H \xrightarrow{M} H_2SO_4$$

Modell számítások eredményei szerint az SO_2 átalakulási sebessége szennyezett levegőben az OH gyökökkel való reakció miatt 1%/óra nagyságrendű.

A nitrát részecskék elvileg hasonló módon keletkeznek, mint a szulfát részecskék. A nitrogén-dioxid molekulákat OH-gyökök alakítják át salétromsav molekulákká:

$$NO_2 + \dot{O}H \xrightarrow{M} HNO_3$$

A homogén kémiai reakciókkal keletkezett kénsav, illetve salétromsav gőz a vízgőzzel együtt kondenzálódik és aeroszolt hoz létre. Ezek a kis méretű oldatcseppek egymással, esetleg más aeroszol részecskékkel gyorsan koagulálnak, ami az átlagos méret növekedésével, illetve a koncentráció csökkenésével jár. Elsősorban a salétromsav gőz kondenzációja már meglévő aeroszol részecskéken (kondenzációs magvakon) megy végbe (*Kiang* et al., 1973). Ennek köszönhetően a nitrát részecskék átlagos sugara nagyobb, mint a szulfát részecskéké.

3. *Szmogban végbemenő folyamatok numerikus modellezése*

A szmogban végbemenő folyamatok numerikus modellezése úgy történik, hogy felírjuk az egyes anyagfajták kémiai átalakulásának kinetikus egyenleteit. Ezek olyan differenciálegyenletek, amelyek a különböző komponensek koncentrációinak időbeni változását a szennyezőanyag koncentrációk függvényében adják meg (lásd pl. *Heicklen*, 1976). Az elsődleges szennyezőanyagok koncentrációjának megadásához természetesen az emisszió-mező időbeli változásának ismerete szükséges.

Az egyenletrendszer numerikus megoldásának alapvető feltétele, hogy ismerjük az egyes fotokémiai és termikus átalakulások sebességi állandóit. Ezek pontos és sokszor bonyolult laboratóriumi kísérletekkel mérhetők meg. A sebességi állandók a hőmérséklet (esetenkint a légnyomás) függvényei, de sok esetben függnek a levegő vízgőz tartalmától is. Sőt a fotokémiai reakciók kinetikai paramétereinek kiszámításához a beeső napsugárzás-intenzitásának és az intenzitás hullámhossz szerinti eloszlásának ismerete is elengedhetetlen.

Ha tehát számításokat akarunk végezni, akkor az emisszió-mező változásain túlmenően, a különböző meteorológiai paraméterek időbeli menetének ismeretére is szükségünk van. A numerikus szimulálás nagy jelentőségét éppen az adja, hogy amennyiben megbecsüljük az elsődleges szennyezők várható emisszióját (a gépkocsiforgalomból, a hőmérséklet alapján várható fűtőanyag felhasználásból, stb.), és megmérjük a kezdeti koncentrációkat, akkor a meteorológiai helyzet (napsugárzás, felhőzet, hőmérséklet, stb.) előrejelzése lehetővé teszi a koncentrációk időbeli menetének prognózisát. Abban az esetben, ha a légáramlás nem hanyagolható el, és az inverzióig való keveredés nem teljes, vagy a domborzati viszonyok bonyolultak, akkor a modellezés természetesen sokkal nehezebbé, de nem kivihetetlenné válik.

A számítási (előrejelzési) output adatokat nyilvánvalóan mért értékekkel kell ellenőriznünk. Ez megköveteli a legfontosabb komponensek koncentrációjának folyamatos regisztrációját. Különösen fontos az ózon (oxidánsok) állandó monitoringja, mivel ezt az anyagot a fotokémiai szmog jellemző indikátorának tekintik.

A modellezés végső célja az, hogy mielőtt adott anyag várható koncentrációja a megengedett felső határt eléri, a kijelölt szervek megfelelő védő intézkedést tegyenek. Ehhez természetesen levegőminőségi normák megállapítása szükséges, amely részben egészségügyi, részben egyéb intémények feladata. Az USA-ban pl. a fotokémiai oxidánsok órás koncentrációja nem haladhatja meg a 160 $\mu g\ m^{-3}$ = 0.08 ppm értéket. Ez az érték megegyezik a védett területekre vonatkozó tervezett magyar normával azzal a különbséggel, hogy a hazai norma félórás időintervallumra vonatkozik majd.

Láthatjuk tehát, hogy a fotokémiai szmog kutatásához, illetve az ellene való védekezéshez számos szerv és intézmény együttműködése szükséges. Véleményünk szerint erre hazai vonatkozásban is szükség lenne, mivel Budapesten (esetleg más városokban is) és nyáron a Balaton környékén a fotokémiai szmog keletkezésének meteorológiai és kémiai feltételei adottak. A kutatások és intézkedések megszervezése a hazai környezetvédelem hatékonyságát fokozná.

Az elmondottak alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az aeroszol részecskék szmogban való megjelenésének alapvető feltétele a szabad gyökök előzetes keletkezése.

Calvert, J. G., Fu Su, Bottenheim, J. W. and *Strausz, O. P.*, 1978: Mechanism of the homogeneous oxidation of sulfur dioxide in the troposphere. *Atmospheric Environment 12*, 197–226.

Davis, D. D., Heaps, W. and *McGee, T.*, 1976: Direct measurements of natural tropospheric levels of hydroxyl via an aircraft borne tunable dye laser. *Geophys. Res. Lett. 3*, 331–333.

Friedlander, S. K., 1978: A review of the dynamics of sulfate containing aerosols. *Atmospheric Environment 12*, 187–195.

Green, H. L. and *Lane, W. R.*, 1957: *Particulate clouds: dusts, smokes and mists.* Spon LTD, London.

Haagen-Smit, A. J., 1952: Chemistry and physiology of Los Angeles smog. *Ind. Eng. Chem. 44*, 1342–1346.

Haagen-Smit, A. J., Bradley, C. E. and *Fox, M. M.*, 1953: Ozone formation in photochemical oxidation of organic substances. *Ind. Eng. Chem. 45*, 2086–2089.

Haagen-Smit, A. J. and *Fox, M. M.*, 1955: Automobile exhaust and ozone formation. *S.A.E. Trans. 63*, 575–580.

Haagen-Smith, A. J. and *Wayne, L. G.*, 1976: Atmospheric reactions and scavenging processes. In *Air pollution* (ed. A.C. Stern) vol. I. Academic Press, New York, San Francisco and London, 235–288.

Heicklen, J., Westberg, K. and *Cohen, N.*, 1971: Discussion on paper presented by E.R. Stephens. In *Chemical reactions in urban atmospheres* (ed. C.S. Tuesday). Elsevier, Amsterdam, 54–55.

Heicklen, J., 1976: *Atmospheric chemistry.* Academic Press, New York, San Francisco and London.

Hidy, G. M., Mueller, P. K. and *Tong, E. Y.*, 1978: Spatial and temporal distribution of airborne sulfate in parts of the United States. *Atmospheric Environment 12*, 735–752.

Kiang, C. S., Stauffer, D., Mohnen, V. A., Bricard, J. and *Vigla, D.*, 1973: Heteromolecular nucleation theory applied to gas-to-particle conversion. *Atmospheric Environment 7*, 1279–1283.

Mészáros, E., 1973: Evidence of the role of indirect photochemical processes in the formation of atmospheric sulphate particulate. *J. Aerosol Sci. 4*, 429–434.

Perner, D., Ehhalt, D. H., Pätz, H. W., Platt, U., Röth, E. P. and *Volz, A.*, 1976: OH-radicals in the lower troposphere. *Geophys. Res. Lett. 3*, 466–468.

Weinstock, B., Daby, E. and *Niki, H.*, 1971: Discussion on paper presented by E.R. Stephens. In *Chemical reactions in urban atmospheres* (ed. C.S. Tuesday). Elsevier, Amsterdam, 54–55.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember—október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept.—Oct. 1982, Budapest

Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről*

GÖTZ GUSZTÁV, *Központi Meteorológiai Intézet H-1525 Budapest, Pf. 38.*

Some thoughts about the dynamic meteorological interpretation of climate. The physical laws which govern the behaviour of the atmosphere are commonly expressed as a set of partial differential equations. It is often assumed that we may replace these equations by a set of n ordinary differential equations in n dependent variables, and with time as the dependent variable. If we treat the n variables as coordinates in an n-dimensional phase space, a particular state of the atmosphere becomes a point, the sequence of these states, i. e. weather, becomes an orbit, and climate is looked upon as the totality of points in phase space as time approaches infinity. The problem of characterizing climate consists of determining the probability distribution of the ensemble of phase points. In order to be able to consider climate as changing with time, climate is often defined in terms of some large but finite time interval. In this case some difficulties arise, among which the separation of weather from climate, as well as the distinction between the internal climatic system and the external climatic forcing are discussed. From a dynamic meteorological point of view, global climate may be defined as the stationary state of the atmosphere which is in equilibrium with the external influences. In this context, catastrophe theory seems to be a promising tool for investigating the structural stability of climate, i. e. the behaviour of the phase portrait of the climatic system under perturbations of the climatic forcing.

⁂

Néhány gondolat a klíma dinamikus meteorológiai értelmezéséről. A légkör viselkedését meghatározó fizikai törvényeket parciális differenciálegyenletek rendszerével szoktuk kifejezni, és gyakran feltételezzük, hogy ezek n számú függő változót és az időt mint független változót tartalmazó közönséges differenciálegyenlet-rendszerrel helyettesíthetők. Ha az n változót egy n-dimenziós fázistér koordinátáinak tekintjük, akkor ebben a térben a légkör pillanatnyi állapotát egy pont, az időjárást egy pálya, az éghajlatot pedig a végtelenhez tartó idő során előálló pontoknak az összessége jelenti. Az éghajlat jellemzése a fázispontok halmaza valószínűségi eloszlásának a meghatározásából áll. Hogy az éghajlatot időben változónak tekinthessük, ezt a feladatot gyakran hosszú, de véges időszakokra értelmezzük. Az ebben az esetben előálló nehézségek közül részletesebben az időjárás és az éghajlat, valamint a belső éghajlati rendszer és a külső éghajlati kényszerek elhatárolásával foglalkozunk. Dinamikus meteorológiai szempontból a globális éghajlat a légkörnek az a stacionárius állapota, amely egyensúlyban áll a külső kényszerekkel. Ebben az értelmezésben a katasztrófaelmélet hasznos eszköznek ígérkezik az éghajlat strukturális stabilitásának, azaz annak a problémának a vizsgálatához, hogy miként viselkedik az éghajlati rendszer fázisképe az éghajlati kényszerek perturbációja során.

⁂

Bevezetés. Ismeretek átadása az ifjabb nemzedéknek: *minden* tanár kötelessége. A gondolkodásra tanítás: a *jó* tanár elengedhetetlen ismérve. Ám szemléletet nyújtani, mégpedig olyat, amely egy életen át elkísér, csak *kivételes*

* Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának *Bodolai István* munkásságát méltató kibővített ülésére készített tanulmány.

képességű tanárok tudnak. Ilyen egyéniség volt – legmélyebb meggyőződésem szerint – egyetemi éveim dinamikus meteorológia tanára, majd egy évtizeden keresztül közvetlen szakmai vezetőm: *Bodolai István.*

Szerette a meteorológiáról vallott nézeteit jelképes formában kifejezni. „Meg kell tanulnunk a légkör fejével gondolkozni" – állította, és tagadott minden ettől a gondolkodástól idegen, tehát végeredményben a jó kutatást gátló kötöttséget. Tagadta a dinamikus és szinoptikus meteorológia merev szétválasztásának jogosultságát, és tagadta az ember alkotta időskálákhoz kötődést (amilyen például akár a hét, akár a hónap), amely – mint ilyen – nem lehet értelmezve a légkör számára. Bizonyára tagadta volna ezért a klíma merev elhatárolását is a dinamikus meteorológiától – ha ilyen beszélgetésre valaha is sor kerülhetett volna közöttünk. *Bodolai István* mindvégig megmaradt az *időjárási folyamatok* lankadatlan kutatójának – engem a körülmények a légkör hosszú időskálákon mutatott viselkedésének a tanulmányozása felé irányítottak. A tőle kapott szemléletmódot azonban igyekeztem a *klimatológia* szférájában is megőrizni. Hogy mennyire bizonyul a dinamikai szemlélet gyümölcsözőnek a meteorológiának ebben a sokáig mostohán kezelt – sokak szerint inkább a geográfiához tartozó – ágában? Ennek elbírálására hivatottak az alábbi gondolatok.

1. *A légkör kormányzó differenciálegyenlet-rendszere és annak fázistere*

A dinamikus meteorológia felfogása szerint a légkör viselkedését egy sor fizikai törvény határozza meg. Ezeket a törvényeket matematikailag a legkézenfekvőbb differenciálegyenletek rendszerével reprezentálni. Ezekben az egyenletekben az ismeretlen függvények a légkör $x^{(1)}$, $x^{(2)}$, ..., $x^{(n)}$ termodinamikai és hidrodinamikai állapotjelzői, tehát például a levegő hőmérséklete, nyomása, vízgőztartalma, mozgásának a karakterisztikái, stb. Mivel ezek az állapotjelzők nemcsak a t időtől, hanem egymástól is függenek, azaz az ismeretlenek többváltozós függvények, ezért az egyenletek *parciális differenciálegyenletek* lesznek. Továbbá, mivel a légkörnek az egyik legalapvetőbb tulajdonsága, hogy állapotjelzői magával a mozgással transzportálódnak – azaz fellép az *advekció* folyamata –, ezért az egyenletekben $x^{(i)}.x^{(j)}$ típusú tagok is megjelennek, tehát a parciális differenciálegyenletek *nem-lineáris* jelleget öltenek.

Közismertek azok a matematikai nehézségek, amelyek az ilyen típusú egyenletek megoldásánál jelentkeznek. E problémák megkerülése érdekében, tehát abból a célból, hogy ezeket az egyenleteket például egy időjárási prognózis elkészítéséhez numerikus módszerekkel integrálni tudjuk, kénytelenek vagyunk eredeti egyenletrendszerünket egyváltozós, azaz *közönséges* differenciálegyenletek nagyszámú rendszerével helyettesíteni. Ennek során – igazodva a légköri folyamatok természetéhez és a megoldandó feladatok igen széles köréhez – független változónak a t *időt* szoktuk választani, amit egy kezdeti időpont és egy időegység előírásával a valós számok halmazával írunk le.

A légköri folyamatokat meghatározó közönséges differenciálegyenletek így előálló normál rendszere általánosságban

$$\frac{dx^{(1)}}{dt} = f^{(1)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \ldots, u^{(m)})$$

$$\frac{dx^{(2)}}{dt} = f^{(2)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \ldots, u^{(m)})$$

$$\vdots$$

$$\frac{dx^{(n)}}{dt} = f^{(n)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}; u^{(1)}, u^{(2)}, \ldots, u^{(m)})$$

alakú, vagy vektoriálisan

$$\frac{d\boldsymbol{x}}{dt} = f(t, \boldsymbol{x}; \boldsymbol{u}), \tag{1}$$

ahol

$$\boldsymbol{x} = (x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}),$$

$$\boldsymbol{u} = (u^{(1)}, u^{(2)}, \ldots, u^{(m)}).$$

Ebben az n-edrendű normál egyenletrendszerben a t idő a független változó, $\boldsymbol{x}$ a légkör állapotát meghatározó ismeretlen függvény, $\boldsymbol{u}$ pedig a légkört kívülről vezérlő ismert, vagy előírt függvény. Az $x^{(1)}$ $x^{(2)}$ ... $x^{(n)}$ változókat nevezik *belső paramétereknek* is, az $u^{(1)}$, $u^{(2)}$, ..., $u^{(m)}$ mennyiségeket pedig *külső paramétereknek*; ez utóbbiak sorába tartozik például az ultraibolya napsugárzás illetve az infravörös terresztrikus sugárzás intenzitása és spektrális eloszlása, vagy a felszín eltérő hőkapacitása (mint *termikus kényszerek*), továbbá a felszín eltérő érdessége, vagy a hegyvonulatok elrendeződése (mint *mechanikai kényszerek*). Azokat a dinamikai rendszereket, amelyeknek az (1) alakú ún. *kormányzó egyenletében* az $\boldsymbol{u}$ „kényszer" explicit formában megjelenik, *kényszerített rendszereknek* nevezzük. Az $\boldsymbol{u}$ kényszer minden esetben az energia *cseréjét* jelenti maga a rendszer és annak „környezete" között. Közelebbről: a kényszer nem csupán az energiának a rendszerbe történő betáplálódását jelenti, hanem az onnan történő kivonódását, ún. *disszipálódását* is. E körülményt hangsúlyozandó, az (1) típusú rendszereket *kényszerített disszipatív rendszereknek* is szokás nevezni.

Az (1) egyenletben megjelenő

$$f^{(i)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}) \qquad (i = 1, 2, \ldots, n)$$

függvényekről általában feltételezzük, hogy értelmezési tartományukban folytonosak, továbbá, hogy

$$\frac{\partial f^{(i)}(t, x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)})}{\partial x^{(j)}} \qquad (i, j = 1, 2, \ldots, n)$$

alakú parciális deriváltjai léteznek és szintén folytonosak.

Az (1) egyenlet komplex voltának redukálása érdekében gyakran alkalmazunk két egyszerűsítő feltételezést:

(*i*) a külső kényszerek a dinamikai rendszernek csak a $t = t_0$ időponthoz tartozó kezdeti állapotát befolyásolják, ezt követően az állapotváltozások a rendszer belső törvényszerűségeit követve „szabadon" mennek végbe;

(*ii*) a t független változó az egyenletben explicit formában nem fordul elő,

azaz azok a belső törvényszerűségek, amelyek szerint az állapotváltozások végbemennek, függetlenek az időtől: a dinamikai rendszer ún. *autonom rendszer*.

E feltételek bevezetésével az (1) egyenlet a

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = f(\mathbf{x}) \tag{2}$$

alakra redukálódik.

Legyen

$$\mathbf{x} = \varphi(t) \tag{3}$$

a (2) normál autonom rendszernek egy tetszőleges megoldása, ahol

$$\varphi(t) = (\varphi^{(1)}(t), \varphi^{(2)}(t), \ldots, \varphi^{(n)}(t)).$$

A (3) megoldást, illetve magát a (2) egyenletet szemléletesen interpretálhatjuk, ha a következő megfontolásokat alkalmazzuk. Tekintsük az $\mathbf{x}$ vektor $x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}$ komponenseit egy n-dimenziós euklideszi tér koordinátáinak. Ebben az esetben a $t = t_0$ időpillanathoz tartozó $\mathbf{x}_0$ vektor $x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)}$ komponensei ennek a térnek egy *pontját* jelölik ki, az időfüggő (3) megoldás pedig az $x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}$ koordinátájú pontnak ebben a térben történő *mozgását* jelenti. A pont a mozgása során a térben egy görbét ír le; ezt a görbét a mozgás *trajektóriájának* vagy *pályájának* nevezzük. Végül a tér minden egyes $(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)})$ pontjának megfeleltethető egy olyan n tagú

$$\begin{aligned} &f^{(1)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)}) \\ &f^{(2)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)}) \\ &\quad\vdots \\ &f^{(n)}(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)}) \end{aligned}$$

számsorozat, amelyet felfoghatunk az $(x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)})$ pontból kiinduló $\mathbf{f}(x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)})$ vektor koordinátáiként. Ha mármost az $\mathbf{x} = \varphi(t)$ megoldásnak megfelel a trajektóriát leíró pont mozgása, s emellett a $t = t_0$ időpillanatban ez a mozgó pont áthalad az $\mathbf{x}_0 = (x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)})$ ponton, akkor a (3) megoldással leírt mozgásnak az $\mathbf{x}_0$ ponton történő áthaladásakor a *sebességvektora* egybeesik az $\mathbf{f}(x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)})$ vektorral. Ezt az egybeesést pontosan a (2) egyenlet fejezi ki az

$$\begin{aligned} \mathbf{x} &= \mathbf{x}_0 \\ t &= t_0 \end{aligned}$$

esetben.

Azt az n-dimenziós euklideszi teret, amelyben a (2) autonom rendszer (3) megoldásait trajektóriákkal, magát a (2) autonom rendszert pedig vektortérrel interpretáljuk, a (2) rendszer *fázisterének* nevezzük. A fázistérben a dinamikai rendszer meghatározott t időpillanathoz tartozó $\mathbf{x}$ állapota egyetlen pont, állapotváltozása pedig egyetlen (autonom rendszerben önmagát nem metsző) trajektória. A tetszőleges t-re fennálló

$$\varphi(t+\vartheta) = \varphi(t)$$

egyenlőség esetében a (3) megoldás ϑ periódusú *periodikus megoldás*, amelynek a fázistérben *zárt trajektória* felel meg. Ha pedig minden t-re fennáll a

$$\varphi(t) = \boldsymbol{a}$$

egyenlőség, ahol $\boldsymbol{a} = (a^{(1)}, a^{(2)}, \ldots, a^{(n)})$ a fázistér olyan rögzített pontja, amely független az időtől, akkor az $\boldsymbol{a}$ pont a dinamikai rendszer *egyensúlyi helyzete*. Az $\boldsymbol{a}$ pontot szintén trajektóriaként értelmezzük: ez *a ponttrajektória* (*Pontrjagin*, 1972).

2. *Az éghajlat fogalmának definíciója*

Ha a (2) rendszert a légköri folyamatokat kormányzó egyenletrendszernek tekintjük, akkor lehetővé válik néhány meteorológiai alapfogalom pontos értelmezése és szemléltetése a fázistérben. A légkörnek a $t = t_0$ rögzített időpillanathoz tartozó $\boldsymbol{x} = \boldsymbol{x}_0$ állapota a meteorológiai értelemben használt *idő*; az időt a fázistérben egyetlen *pont* reprezentálja. A (3) megoldás az egymást követő légköri állapotok sorozatát írja le, ez az *időjárás* — az időjárást a fázistérben egyetlen trajektória képviseli. Annak a $t > t_0$ időpillanathoz tartozó $\boldsymbol{x} = \varphi(t)$ megoldásnak a megkeresése, amely kielégíti a $\varphi(t_0) = \boldsymbol{x}_0$ kezdeti feltételeket, a t időpontra szóló *időjárás előrejelzés* feladatának felel meg; az időjárás prognosztizálása tehát annak a trajektóriának az előállítását jelenti a fázistérben, amely a $t = t_0$ időpillanatban az $\boldsymbol{x}_0$ ponton áthalad. Az $\boldsymbol{x}_0$ ponthoz tartozó $\boldsymbol{f}$ vektor megadásával értelmezhetjük a légköri állapot megváltozásának pillanatnyi irányát és sebességét is; a matematikában ezt a karakterisztikát *fázissebességnek* nevezik, a meteorológiában erre a fogalomra nem alakult ki önálló terminológia. Végül abban az esetben ha azoknak az $\boldsymbol{x}$ pontoknak a *sokaságát* vizsgáljuk a fázistérben, amelyeken a $t = t_0$ időpillanatban az $\boldsymbol{x}_0$ pontot érintő trajektória a $(-\infty, +\infty)$ időintervallum során áthalad, akkor az *éghajlat* problematikájával találjuk szemben magunkat. Ebben a közelítési formában tehát *az éghajlat a légköri állapotok összessége*, az éghajlat meghatározása pedig az időjárás előrejelzésének az a speciális esete, amikor „végtelen időtávra szóló prognózist" kell végrehajtani (*von Neumann*, 1960; *Charney*, 1960).

Az éghajlat fogalmának a fentiekben bevezetett értelmezése számos elvi kérdést vet fel, lényegesen többet, mint azt talán első pillanatban gondolnánk. A következőkben — inkább logikai, mint fontossági sorrendet követve — ezek közül az általunk leglényegesebbnek ítélt kérdéseket tekintjük át.

a) *Az éghajlat jellemzésének módszere.* Ha az éghajlat a légköri állapotoknak a $t \to \infty$ során előálló összessége, akkor egy adott földrajzi pontban (pontosabban abban a térrészben, amelyre az $\boldsymbol{x}$ változó adott időpillanathoz tartozó értékét érvényesnek tekintjük) az egymást követő légköri állapotok az $\boldsymbol{x}$ változó $\boldsymbol{x}_0, \boldsymbol{x}_1, \ldots, \boldsymbol{x}_t$ $(t \to \infty)$ *idősoraként* jelennek meg. Az $\boldsymbol{x}$ vektor idősorában fellelhető sztochasztikus törvényszerűségek a *matematikai statisztika* módszereivel írhatók le. Ennek a metodikának a lényege az, hogy az idősor $\boldsymbol{x}_0, \boldsymbol{x}_1, \ldots, \boldsymbol{x}_t$ $(t \to \infty)$ elemeit az $\boldsymbol{x}$ *valószínűségi vektorváltozó* sorozatának tekintjük, és a feladatot az $\boldsymbol{x}$ változó

$$F(\boldsymbol{q}) = P(\boldsymbol{x} < \boldsymbol{q})$$

alakú *eloszlásfüggvényének*, illetve az $x^{(1)}, x^{(2)}, \ldots, x^{(n)}$ *valószínűségi változók* n-változós

$$F(q^{(1)}, q^{(2)}, \ldots, q^{(n)},) = P(x^{(1)} < q^{(1)}, x^{(2)} < q^{(2)}, \ldots, x^{(n)} < q^{(n)})$$

alakú *együttes eloszlásfüggvényének* a meghatározása jelenti. Az $F(\boldsymbol{q})$ függvény minden $\boldsymbol{q}$ vektorra (azaz minden $q^{(1)}, q^{(2)}, \ldots, q^{(n)}$ rendezett szám n-esre) meg-

adja, hogy mekkora valószínűséggel vesz fel az $\boldsymbol{x}$ állapotvektor a *véletlennek tekintett* változása során q-nál kisebb értéket (azaz annak a valószínűségét, hogy az

$$\begin{aligned} x^{(1)} &< q^{(1)} \\ x^{(2)} &< q^{(2)} \\ &\vdots \\ x^{(n)} &< q^{(n)} \end{aligned}$$

egyenlőtlenségek egyidejűleg teljesülnek). Az eloszlásfüggvény ismeretében az $\boldsymbol{x}_0, \boldsymbol{x}_1, \ldots, \boldsymbol{x}_t$ $(t \to \infty)$ idősor valószínűségeloszlásának jellemző adatai (várható értéke, szórása és magasabb momentumai) meghatározhatók – ezek együttesét *klímaparamétereknek* (vagy *éghajlati jellemszámoknak*) nevezzük.

Miután megállapodtunk az éghajlat jellemzésének módszerében, az elméleti klimatológia alapkérdését annak az általánosabb matematikai problémának a speciális eseteként foghatjuk fel, amikor az (1) vagy a (2) kormányzó egyenlet megoldásainak az eloszlásfüggvényét kell magából az (1) vagy a (2) egyenletből előállítani. Ez a probléma közvetlenül elvezet az éghajlat *létezésének* és *egyértelműségének* a kérdéséhez.

Hangsúlyozni szeretnénk, hogy az éghajlat-fogalom fentebb bevezetett definíciója szerint az éghajlat elvileg *független* attól a módszertől, amellyel ezt a fogalmat a gyakorlatban jellemezni kívánjuk. Szigorúan véve tehát a légköri állapotok összessége olyan absztrakció, amelynek az egzisztenciáját *elméletileg* értelmetlen kétségbe vonni. Ugyanakkor azonban jogos igény, hogy ezzel a fogalommal a *gyakorlatban* tudjunk dolgozni – ennek pedig feltétele az, hogy az éghajlat jellemzésére választott metodika valóban alkalmazható legyen, azaz az (1) egyenlet megoldásai valószínűségi változókként is értelmezhetők legyenek. Az éghajlat egzisztenciájának a kérdését a következőkben ebben az értelemben vetjük fel.

b) *Az éghajlat egzisztenciája.* Tudjuk, hogy vannak olyan egyenletek, amelyeknek a megoldásai az integrálási idő növelésével végtelenné válnak, azaz ezek a megoldások nem tekinthetők valószínűségi változóknak. Ha például a (2) egyenletnek nincs $\boldsymbol{x}_0 = \boldsymbol{x}_1 = \boldsymbol{x}_2 = \ldots$ stacionárius megoldása, akkor az $\boldsymbol{f}(\boldsymbol{x})$ függvény feltételezett folytonossága miatt vagy $\boldsymbol{x}_0 < \boldsymbol{x}_1 < \boldsymbol{x}_2 < \ldots$, vagy $\boldsymbol{x}_0 > \boldsymbol{x}_1 > \boldsymbol{x}_2 > \ldots$. Ezért $\boldsymbol{x}_t \to \infty$, vagy $\boldsymbol{x}_t \to -\infty$, ha $t \to \infty$, hiszen bármilyen véges határ stacionárius megoldást jelentene. De még a minden időre korlátos megoldású egyenletek között is vannak olyanok, amelyeknél a partikuláris megoldásoknak a t_0 és t időpontok közötti időintervallumra vonatkozó $\bar{\boldsymbol{x}}$ átlagai nem konvergálnak semmiféle határértékhez, miközben $t \to \infty$. Ezekben az esetekben azt mondjuk, hogy a (2) kormányzó egyenlet *nem generál éghajlatot.*

Ami a légkört illeti, általában feltételezzük, hogy az (1) és a (2) egyenlet nem tartozik az egyenletek említett (valószínűleg kivételes) osztályába. Azt azonban világosan kell látnunk, hogy *nincs semmiféle a priori ok arra vonatkozóan, hogy klímának léteznie kell* (*Lorenz*, 1964).

c) *A klíma stabilitása és unicitása.* Az időjárás előrejelzése matematikai értelemben tipikus *kezdetiérték-feladat.* A klíma meghatározásának problémáját – szembeállítva azt a rövidtávú prognosztikai feladattal – gyakran fogalmazzák meg olyan végtelen távra szóló előrejelzésként, amelynél az eredmény „ gyakorlatilag független a kezdeti feltételektől" (*von Neumann*, 1960), mivel a rendszer ilyen hosszú távon „elfelejti a kezdeti feltételeket" (*Smagorinsky*, 1974). Felejteni azonban valójában csak lineáris disszipatív rendszerek tud-

nak, ezért a légkör – mint nem-lineáris rendszer – nem rendelkezik ezzel a szerencsés tulajdonsággal. A légkör emlékezik, de a disszipáció miatt felejt is; így a klíma elméletének kritikus kérdése az, hogy végsősoron mi marad meg a légkör emlékezetében. *J. von Neumann* már 1955-ben* úgy vélekedett, hogy azok a lehetséges $\mathbf{x}_0$ kezdeti feltételek, amelyeken a légkör a $t = t_0$ időpillanatban áthalad, valamiképpen csoportokat alkotnak oly módon, hogy minden csoport a $t \to \infty$ során ugyanahhoz az együttes eloszlásfüggvényhez vezet, míg két különböző csoport egymástól szignifikánsan különböző eloszlásfüggvényeket eredményez. Várható tehát, hogy különböző általános éghajlati feltételekhez jutunk attól függően, hogy a kormányzó egyenlet kezdeti feltételei melyik csoportba esnek. Következésképpen nem létezik *a priori* ok arra, hogy ha létezik éghajlat, akkor annak *egyértelműnek* kell lennie.

Ha a kezdeti feltételeket kismértékben, de különben véletlenszerűen módosítjuk, és ennek ellenére az eredő eloszlásfüggvény változatlan marad, akkor az éghajlatot *stabilisnak* nevezzük. Ha egy hasonló módosítás eredményeként az eloszlásfüggvény zérus valószínűséggel marad változatlan, akkor az éghajlat *instabilis*.

Tovább lépve, elméletileg arra sincs *a priori* ok, hogy egy stabilis klímának egyértelműnek kell lennie. Azt a rendszert, amely csak egyetlen stabilis klímát generál, *tranzitív* (vagy *ergodikus*) rendszernek nevezzük, míg az egynél több stabilis klímával rendelkező rendszer *intranzitív*.

Földünk általános cirkulációját nem tudjuk leállítani, hogy megvizsgáljuk: újra indítva vajon ismét az ismert éghajlati kép alakul-e ki. Ezért talán soha nem kapunk választ arra a kérdésre, hogy a földi légkör ergodikus-e. A laboratóriumi és numerikus kísérletek során reprodukált rendszerekben azonban túlságosan is könnyű [például az (1) egyenletben szereplő valamelyik $u^{(i)}$ kényszer csekély módosításával] két stabilis klímát generálni. Ezért a klíma determináltságának kérdését nem lehet pusztán teoretikus érdekességként kezelnünk (*Lorenz*, 1968; 1975).

3. *Az éghajlat fogalmának véges időszakra vonatkozó definíciója*

Az éghajlat fogalmát eddig – az időjárás fogalmának egyetlen logikus és önkényes korlátokat nélkülöző kiterjesztésével – a légköri állapotok $t \to \infty$ időszakot felölelő sokaságaként értelmeztük. Gyakorlati szempontból e definícióval szemben két súlyos ellenérv sorakoztatható fel:

(*i*) végtelen időszakra gyakorlatilag lehetetlen együttes eloszlásfüggvényeket meghatározni, arról nem is beszélve, hogy ilyen hosszú idősorokkal természetesen nem rendelkezünk;

(*ii*) $t \to \infty$ esetén a klímaparamétereket nem tekinthetjük *időben változó* jellemszámoknak, azaz értelmetlenné válik minden *éghajlatváltozással*, illetve *éghajlatingadozással* kapcsolatos kérdésfelvetés.

A gyakorlatban ezért kompromisszumra kényszerülünk: az éghajlatot valamilyen „elegendően hosszú, de véges" időszakra vonatkoztatott paraméterekkel írjuk le. A klimatográfiában konvencióvá vált az ún. *éghajlati normálértékeket* rögzített harminc éves időszakok idősoraiból előállítani, míg a különböző konkrét igényeket kielégítő vizsgálatoknál a klímaparamétereket olyan idő-

* 1955 októberében *Neumann János* nemzetközi konferenciát hívott össze a Princeton-i (New Yersey, U.S.A.) *Institute for Advanced Study*-ban annak a kérdésnek a megvitatására, hogy miként alkalmazhatók a numerikus integrációs eljárások az általános cirkuláció problematikájában. Valójában ettől az időponttól beszélhetünk a *klíma dinamikájáról*, miként a kilenc évvel korábban ugyanitt megrendezett konferencia is fordulópontot jelentett a tranziens légköri folyamatok dinamikai elemzésének és a numerikus prognosztikának a történetében.

intervallumra vonatkoztatni, amelyre „éghajlati" jellegű következtetéseket akarunk levonni.

Egy ilyen kompromisszumos definíció alkalmatlan arra, hogy biztos alapja legyen a klímaelmélet precíz matematikai kereteinek. A probléma megkerülésének egyetlen egzakt lehetőségeként az az út kínálkozik, amelyet a statisztikus termodinamika megalkotói követtek, amikor elvileg ugyanilyen nehézséggel találták szemben magukat egy fizikai rendszer makroszkopikus jellemzőinek (nyomás, hőmérséklet) értelmezése során. A légkör esetében azonban a *statisztikus sokaság* fogalmának precíz alkalmazásához a Földdel azonos égitestek sokaságát kellene elképzelnünk, tehát ez az út az éghajlat éppen olyan elvont definíciójához vezetne el, mint a légköri állapotok $t \to \infty$ összességeként értelmezett klíma (*Leith*, 1977; *Götz*, 1982). Így a meteorológus számára sem marad más választás, mint arra az álláspontra helyezkedni, amire a tudományos, műszaki és gazdasági élet megannyi problémája vezet: *az éghajlat a légköri állapotok olyan ideális sokasága, amelynek az együttes eloszlásfüggvényét a rendelkezésre álló véges hosszúságú idősorok alapján becsüljük meg.* Ezzel a definícióval az éghajlat jellemzésének kérdését arra az ismert statisztikai problémára vezetjük vissza, amikor egy nagy populáció valószínűségi karakterisztikáit kell véges számú mintából megbecsülni.

Az éghajlatnak ilyen módon történő értelmezése szintén egy sor elvi kérdést vet fel. Ezek közül az alábbiakban csak a két legfontosabbnak vélt kérdést ragadjuk ki.

a) *Az éghajlati időskála megválasztása.* Azzal, hogy elvetettük az éghajlatnak a $t \to \infty$ időtávra szóló értelmezését, gyakorlatilag szabaddá tettük annak a T időszaknak a megválasztását, amire a klímát, mint a légköri állapotok ezen időszak során előforduló összességét vonatkoztatjuk. Nyilvánvaló, hogy ha T túlságosan rövid, akkor az így jellemzett éghajlat aligha különböztethető meg az időjárás fluktuációitól. A T növekvő értékeire a megfelelő éghajlat fokozatosan egyre függetlenebbé válik a véletlenszerű időjárási jellegű ingadozásoktól (és állandónak feltételezett $\boldsymbol{u}$ kényszer esetén természetesen magától a T megválasztásától is). Hol jelöljük ki $T_{\min}$ értékét, vagy más szóval: *mi legyen az elemi éghajlati időtáv, azaz az éghajlati időskála alsó határa?*

Ha követelményként azt mondjuk ki, hogy már az elemi éghajlati időtávra számított klímaparaméterekben se a légkör tranziens jellege domináljon, akkor a kérdésre két, egymástól szemléletileg különböző válasz adható.

(*i*) Tudjuk, hogy a mérsékelt földrajzi szélességeken a légkör tranziens viselkedése elsődlegesen azokban a Rossby-hullámokban jut kifejezésre, amelyek a zonális alapáramlás baroklin instabilitása révén alakulnak ki. A baroklin instabilitást a meridionális hőmérsékleti gradiens éleződése kelti, a Rossby-hullámok pedig a meridionális hőátvitel lebonyolításával a gradiens értékét redukálják. Így alakul ki a légkör ún. *index-ciklusa*, amely azt az időszakot fedi le, ami a zonális alapáramlás megbomlása és a zonális elrendeződés visszaállása között eltelik. Mivel az időjárás alakulásának térben és időben egyaránt legnagyobb skálájú meghatározói a Rossby-hullámok, logikusnak tűnik a légkör egy index-cikluson belüli történéseit „időjárási" jellegű eseményeknek tekinteni, az azon túliakat pedig valami másnak — nevezzük ezt „éghajlatinak". Mivel az index-ciklus karakterisztikus hossza 40 nap, ebből a *szinoptikus jellegű* megfontolásból $T_{\min}$-ra ez a választás adódik.

(*ii*) A probléma *statisztikus jellegű* megközelítéséhez jelölje μ az $\boldsymbol{x}$ állapotvektor várható értékét, $\varphi(t)$ és $\varphi(t+\tau)$ pedig a (2) rendszer egymást τ időköz-

yire követő két tetszőleges megoldását. Jelölje továbbá $\Delta\varphi(t)$ a $\varphi(t)$ megoldások anomáliáit a μ várható érték körül; ekkor

$$\varphi(t) = \mu + \Delta\varphi(t)$$

s

$$\overline{\varphi}(T) = \mu + \overline{\Delta\varphi}(T),$$

hol a felülvonás egy véges T időszakra vonatkozó átlagolást jelöl. Legyen σ^2 $\Delta\varphi(t)$ anomáliák, σ_T^2 pedig a $\overline{\Delta\varphi}(T)$ anomáliák varianciája. A valószínűségzámítás elméletét felhasználva kimutatható, hogy ennek a két szórásnégyzetek a hányadosa a

$$\left(\frac{\sigma_T}{\sigma}\right)^2 = \frac{2}{T}\int_0^T \left(1 - \frac{\tau}{T}\right) e^{-\nu|\tau|}\, d\tau \qquad (4)$$

lakban írható fel, ahol ν azt fejezi ki, hogy az $\boldsymbol{x}$ állapotvektor Markov-folyamatnak feltételezett változása során milyen mértékben határozza meg $\varphi(t+\tau)$ rtékét annak $\varphi(t)$ értéke (*Leith*, 1973). A vizsgálatok szerint a légköri folyamatok esetében a mérsékelt földrajzi szélességeken $\nu \approx 0{,}3\ \text{nap}^{-1}$, és ennek a paraméternek a segítségével definiálható egy ún. *tényleges függetlenségi idő*:

$$T_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\nu|\tau|}\, d\tau = \frac{2}{\nu}, \qquad (5)$$

mely a $\varphi(t), \varphi(t+\tau), \varphi(t+2\tau), \ldots$ idősor statisztikai értelemben független $(t), \varphi(t+T_0), \varphi(t+2T_0), \ldots$ tagjai közötti karakterisztikus időt határozza eg. A légköri folyamatok esetében $T_0 \approx 6{,}7$ nap. A T_0 fogalmának bevezetével (4) a

$$\frac{\sigma_T}{\sigma} = \sqrt{\frac{T_0}{T}} \qquad (6)$$

lakban írható fel. Mármost a $\varphi(t), \varphi(t+\tau), \varphi(t+2\tau), \ldots$ idősor elemeinek σ órása egyértelműen az *időjárás* fluktuációit jellemzi, a $\overline{\varphi_1}(T)\ \overline{\varphi_2}(T), \ldots$ lősor elemeinek σ_T szórásától pedig szeretnénk elvárni, hogy *éghajlati jellegű* uktuációkat fejezzen ki. Mivel az éghajlati jellemszámoktól a többi között zt is reméljük, hogy a T időszak növelésével aszimptotikusan egy statisztikai gyensúly felé tartó rendszer állapotát írják le, kézenfekvő igény, hogy σ_T karakterisztikusan kisebb legyen σ értékénél, azaz $\sigma_T/\sigma \to 0$. Ha (teljesen önkényesen) *minimális* feltételként azt kívánjuk meg, hogy $\sigma_T/\sigma < 0{,}5$ legyen, akkor) szerint kell hogy az éghajlati időskála alsó határa, $T \equiv T_{\min} > 27$ nap legyen (*Götz*, 1982)*.

A gyakorlatban elemi éghajlati időhossznak a naptárilag jól azonosítható

* A μ várható érték elfogadható becsléséhez természetesen a $T \gg T_{\min}$ választás szükséges. harminc év megfigyeléseiből számított és *éghajlati normálként* kezelt $\overline{x}$ átlag például μ értékét egyes hónapokra 0,08 értékű, az esztendőre vonatkozóan pedig 0,02 értékű relatív standard ibával becsüli.

egy hónapot szokás tekinteni. Más megfogalmazásban: az egy hónapos idősor az a legrövidebb *éghajlati minta*, amelynek alapján *éghajlati jellegű anomáliák* számíthatók.

b) *Éghajlati rendszer, éghajlati kényszerek.* A véges időtávra definiált klíma fogalmának a bevezetése az időjárást az éghajlattól elválasztó időskála kijelölésén kívül egy másik határvonal meghúzását is szükségessé teszi. Ez az elhatárolás lényegében az (1) kormányzó egyenlet jobb oldalán megjelenő függvények szétválasztását jelenti az $\boldsymbol{x}$ függvénnyel leírt *belső rendszerre* és az $\boldsymbol{u}$ függvénnyel leírt *külső rendszerre*. A belső rendszer – eddigi megfontolásaink egyenes következményeként – mindenekelőtt maga a légkör, amelynek állapotát a viszonylag gyors fluktuációk jellemzik. A belső rendszer beleágyazódik az őt körülvevő külső rendszerbe (az őt körülölelő földi és extraterresztrikus szférákba), amely viszonylag lassan változó külső kényszert fejt ki a belső rendszerre. Ilyen nézőpontból közelítve a problémát, *az éghajlat a belső rendszer állapotainak olyan elképzelt sokasága, amely egyensúlyban áll a lassan változó külső kényszerekkel.* A belső sokaságot a légköri állapotok miriádja alkotja; minden egyes állapot ugyanannak az $\boldsymbol{u}$ külső kényszernek a hatására és a belső rendszer fizikai törvényszerűségeinek engedelmeskedve realizálódik.

Az éghajlatnak egy ilyen jellegű definíciója, lényegét tekintve, nem áll messze attól, ahogyan a klasszikus statisztikus termodinamika a fizikai rendszer makroszkopikus állapotváltozóit értelmezi. Ez a definíció lehetővé teszi olyan elméletileg jól meghatározott $\overline{x^{(1)}}$, $\overline{x^{(2)}}$, ..., $\overline{x^{(n)}}$ halmazátlagok kiszámítását, amelyek mentesek az egyedi realizációk sztochasztikus fluktuációitól. A belső rendszer ergoditásának a feltételezése ebben az esetben azt jelenti, hogy változatlan $\boldsymbol{u}$ külső kényszer mellett az $\overline{x^{(i)}}$ halmazátlagok megegyeznek a $t \to \infty$ időszakra képezett individuális időátlagokkal. Ugyanakkor egy véges időskálán értelmezni tudjuk a halmazátlagoknak a változó külső kényszer következtében előálló változásait, azaz beszélhetünk az egymást követő rövidebb T éghajlati időskálákon a klíma *ingadozásáról*, hosszabb T időskálákon pedig a klíma *változásáról*.

A belső és a külső rendszert elválasztó határvonalat nem könnyű pontosan definiálni. Ennél a problémánál gyakran alkalmazzuk azt a kikötést, hogy a külső rendszer legyen lényegében független a belső rendszertől, azaz a két rendszer között vagy egyáltalában ne alakulhasson ki visszacsatolási folyamat, vagy ha igen, akkor az nagyon lassú folyamat legyen. Ilyen kontextusban szokás a belső rendszert *éghajlati rendszernek*, a külső rendszer összetevőit pedig *éghajlati kényszereknek* nevezni. Nyilvánvaló, hogy ebben az esetben a légkört körülvevő szférák hovatartozását két tényező határozza meg: a T éghajlati időskála megválasztása és a rendszerek paramétereinek a T időskálához viszonyított igazodási ideje.

Közismert, hogy a rendszer egészét tekintve, annak legmobilisabb összetevője maga a légkör: a troposzféra igazodási ideje a változó termikus kényszerekhez a makro-skálán 3 nap. Hasonlóan gyors a száraz talajfelszín termikus igazodási ideje is. Igy a legrövidebb éghajlati időskálán (amely, mint láttuk, $T_{\min} \approx 27$ nap) ez a két szféra mindenképpen az éghajlati rendszer része, míg a többi szféra és az extraterresztrikus hatások éghajlati kényszerként működnek. A T időskála fokozatos növelésével egyre nagyobb lesz azoknak a külső kényszereknek a száma, amelyek az adott időtávokon már a légkör állapotával kölcsönhatásban változnak: az óceán mind mélyebb rétegeinek termikus viszonyai, a krioszféra kiterjedése, a földfelszín vegetációja – így fokozatosan ezek a szférák is az éghajlati rendszer komponenseivé válnak. Miközben $T \to \infty$, az

éghajlati kényszerek sorában már csak olyanok maradnak, mint a termikus kényszerek közül a napsugárzás intenzitása, a mechanikai kényszerek között pedig Földünk hegyvonulatai.

A klímakutatás fontos területe az, amikor egy-egy paramétert önkényesen emelünk az éghajlati kényszer rangjára, illetve önkényesen változtatjuk meg egy-egy kiemelt éghajlati kényszer természetes értékkészletét. E vizsgálatokkal arra keressük a választ, hogy miként reagál az éghajlati rendszer erre a hipotetikus, vagy sok esetben nem is annyira elképzelt, mint inkább az emberi tevékenység nyomán reálisan várható változásra. Az ilyen jellegű vizsgálatokat *klímaérzékenységi kísérleteknek* is nevezik, s bár jogosultságuk több oldalról is megkérdőjelezhető (*Smagorinsky*, 1979; *Götz*, 1982), gyakorlatilag az egyetlen módszert jelentik a nem kívánt antropogén hatások megbecslésére.

4. *Az éghajlat térbeli értelmezése*

Az eddigiekben az éghajlatot következetesen egyetlen pontra értelmeztük. A fogalom kiterjesztése a térre — a légkör háromdimenziós egészére — kézenfekvően kínálkozik.

A légkörnek egy adott pontban a $t = t_0$ rögzített időpillanathoz tartozó $x = \mathbf{x}_0$ állapota (tehát a meteorológiai értelemben használt *idő*) globális értelemben az $\mathbf{x}_0 = x_0^{(1)}, x_0^{(2)}, \ldots, x_0^{(n)}$ állapotjelzők n számú háromdimenziós terét az ún. *meteorológiai mezőket*) jelenti. Az *időjárás* globális értelemben ezeknek a meteorológiai mezőknek az $\mathbf{x} = \varphi(t)$ időbeli megváltozása. A térben folytonos meteorológiai mezőket a megfigyelés és a numerikus modellezés gyakorlati lehetőségeit és szempontjait figyelembe véve úgy közelítjük, hogy $\mathbf{x}$ értékeit a tér sok, de véges számú pontjában adjuk meg. Ilyenformán a T időszak során bejárt légköri állapotok együttese többváltozós idősorok együtteseként jelenik meg.

Dinamikus meteorológiai értelemben *a globális éghajlat a légkörnek az a stacionárius állapota, amely egyensúlyban áll a külső kényszerekkel.* Ebből a vizsgálati aspektusból tekintve ugyanis a klíma problémáját, nem a valószínűségi változók együttes eloszlásfüggvényének részletes globális elemzése az elsődleges feladat, hanem sokkal inkább a stacionárius *átlagos állapot* jellemvonásainak az elemzése, az egyensúlyi állapot fenomenológiai és dinamikai tulajdonságainak a leírása. Így a többi között vizsgálni kell ebben az egyensúlyi állapotban a folyamatok karakterisztikus dimenzióit, az energiaciklust, az impulzus, a hő és a vízgőz globális egyensúlyának kialakulását, továbbá azt a problémát, hogy milyen érzékenyek ezek a karakterisztikák a külső paraméterek megváltozásával szemben.

Az eddig elmondottakból következik, hogy ha a globális éghajlatot a kormányzó egyenletekből kívánjuk levezetni, akkor a keresett egyensúlyi állapot az integrációs idő növelésével *aszimptotikusan* áll elő, miközben az egyre függetlenebbé válik a kezdeti feltételek részleteitől. Amit ehhez még hozzá kell tennünk: az egyensúlyi állapot *statisztikai* egyensúlyt képvisel, azaz a rendszerben meg kell engednünk azoknak a fluktuációknak a fellépését, amelyeknek a karakterisztikus Δt életciklusa rövid, pontosabban $\Delta t < T_{\min}$. Ezek a fluktuációk (időjárási diszturbációk) ugyanis azok, amelyek a rendszert energetikailag fenntartják — egy olyan rendszer, amelyik valódi egyensúlyban van, nem maradhat fenn (*Smagorinsky*, 1974).

5. *A globális éghajlat strukturális stabilitása*

A globális éghajlatnak a kormányzó egyenletekből történő levezetése az (1) egyenlet stacionárius megoldásainak a megkeresését jelenti, a globális éghajlat strukturális stabilitásának a vizsgálata pedig annak a kérdésnek az elemzését, hogy a külső kényszerek perturbálásának a hatására miként viselkednek ezek a stacionárius megoldások (*Hirsch* és *Smale*, 1974).

A stacionárius megoldások *egzisztenciájának* igazolását nem-lineáris kényszerített dinamikai rendszerekre *Dutton* (1976) végezte el. A rendszert kormányzó f függvény *strukturális stabilitásának* elemzése arra az érdekes eredményre vezetett, hogy nem-lineáris dinamikai rendszerekben a stacionárius megoldások természete gyökeresen megváltozhat, ha a külső paraméterek megváltoznak: stabilis megoldások instabilissá válhatnak, továbbá létezhetnek a külső paramétereknek olyan kombinációi, amelyekre több megoldás is megjelenik (*Vickroy* és *Dutton*, 1979)*. Talán meglepőnek tűnik, de ebben a vonatkozásban nem képeznek kivételt — éppen a nem-lineáris voltuk miatt — még a legegyszerűbb nulldimenziós éghajlati rendszerek sem. *Fraedrich* (1978), majd legutóbb *Nicolis* és *Nicolis* (1981) például az (1) egyenletrendszer drasztikusan szimplifikált

$$\frac{d\bar{x}}{dt} = f\left(\bar{x}\,;\, u^{(m)}\right) \tag{7}$$

nulldimenziós autonom alakját vizsgálta, ahol $\bar{x}$ a Föld globálisan átlagolt felszíni hőmérséklete, $u^{(m)}$ pedig az a néhány külső paraméter, amely a globális energia egyensúly kialakításában szerepet játszik (a napállandó, a Föld-légkör rendszer globális albedója, infravörös kisugárzásának intenzitása és termikus tehetetlensége). Azt találták, hogy $u^{(m)}$ megfelelő értékeire a (7) éghajlati rendszer három stacionárius állapotot vehet fel — ezek egyike $\bar{x}_+$, ami aszimptotikusan stabilis és a Föld mai klímájának felel meg; a második $\bar{x}_-$, amit *mélyhűlt klímaként* szoktak emlegetni és amely szintén aszimptotikusan stabilis; végül a harmadik $\bar{x}_0$, amely $\bar{x}_+$ és $\bar{x}_-$ között van és instabilis. A két stabilis klímát egy ún. *potenciálgát* határolja el egymástól, amelynek legmagasabb pontja $\bar{x}_0$-nál van. Ez a gát biztosítja, hogy klímánk a jelenlegi állapota körül fluktuál. De zérustól különböző valószínűséggel fordulhat elő az $u^{(m)}$ kényszerek kis megváltozásának olyan kombinációja, amelynél a potenciálgát „átszakad", és $\bar{x}_+$ a másik stabilis állapotba, a mélyhűlt $\bar{x}_-$ klímába ugrik át.

Ugrások a természetben gyakran tapasztalhatók. A víz hirtelen kezd forrni, a jég hirtelen olvad. De — a földtörténeti időskáláról tekintve — ugrásszerűek a glaciális és az interglaciális időszakok közötti átmenetek is. Ezeket a *hirtelen* változásokat a külső feltételek *fokozatos* megváltozásai idézik elő. A klasszikus fizika (*Newton* munkásságától egészen az általános relativitáselmélet kifejlesztéséig) a sima viselkedésű folyamatok elmélete — a hirtelen változások ennek az elméletnek és a segédeszközéül szolgáló, *Leibnitz* által megalapozott matematikának a keretein kívül esnek. Ezért is keltett hatalmas feltűnést *René Thom* francia matematikus 1972-ben publikált elmélete, amely a dinamikai rendszerek topológiáját alkalmazva éppen az ilyen jelenségek széles

* Hangsúlyozzuk ennek a problémának a különböző voltát a kezdetiérték-feladat unicitásának a kérdésétől. Az időjárás prognózisát képező kezdetiérték-feladat megoldása során a külső kényszereket rögzítjük, és a fázistér egy meghatározott pontjából kiindulva a megoldások időbeli viselkedését vizsgáljuk. Most viszont a külső kényszerek perturbálásával magát a kormányzó egyenletet változtatjuk, és azt vizsgáljuk, hogy ez milyen hatással van a megoldásokra.

körének koherens matematikai kezelésére és fizikai interpretációjára szolgál. *Thom* a hirtelen változásokat *katasztrófáknak* nevezte – így vált azóta ez a tárgykör *katasztrófaelmélet* néven ismertté (*Zeeman*, 1976; *Farkas*, 1976; *Poston*, és *Stewart*, 1978).

6. *Záró gondolat*

Bodolai István gyakran emlegette, hogy megítélése szerint kezdenek szűkké válni azok a keretek, amelyeken belül a meteorológia elmélete mozoghat. „Talán egy új *Newton* vagy egy új *Bjerknes* színre lépése tárhatná ismét tágabbra tudományunk perspektiváit..." – vélekedett.

A klasszikus fizikát vagy a meteorológiát forradalmasító elmélet megszületése ma is várat magára. *René Thom* katasztrófa-elmélete azonban egyetemessége révén olyan lehetőséget kínál a hidro- és termodinamika, az optika és lézerfizika, a biológia és ökológia, valamint a társadalom tudományok területén egyaránt, amelynek távlatai ma még felmérhetetlenek.

Nem hiányozhat ebből a felsorolásból a meteorológia és azon belül a klimatológia sem, amely felé az elvárások most, az Éghajlati Világprogram évtizedében fokozottabbak, mint eddig bármikor.

IRODALOM

Charney, J. G., 1960: Numerical prediction and the general circulation. In *Dynamics of Climate* (ed.: *R. L. Pfeffer*), Pergamon Press, Oxford, 12–17.

Dutton, J. A., 1976: The nonlinear quasi-geostrophic equation. Part II: Predictability, recurrence and limit properties of thermally forced and unforced flows. *J. Atmos. Sci. 33*, 1431–1453.

Farkas, M., 1976: Folyamatok kvalitatív vizsgálata. *Alkalmazott Matematikai Lapok 2*, 237–257.

Fraedrich, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 104*, 461–474.

Götz, G., 1982: Az éghajlat dinamikája. *A mozgó légkör és óceán* c. könyv 5. fejezete *(nyomdában)*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.

Hirsch, M. W. and *S. Smale*, 1974: *Differential Equations, Dynamical Systems, and Linear Algebra.* Academic Press, New York.

Leith, C. E., 1973: The standard error of time-averaged estimates of climatic means. *J. Appl. Meteor. 12*, 1066–1069.

Leith, C. E., 1977: Some objectives for climate research. In *Report of the First Meeting of the JOC Board for the Climate Dynamics Sub-programme*, Joint Planning Staff for GARP, Geneva.

Lorenz, E. N., 1964: The problem of deducing the climate from the governing equations. *Tellus 16*, 1–11.

Lorenz, E. N., 1968: Climatic determinism. *Meteorological Monographs 8*, No. 30, 1–3.

Lorenz, E. N., 1975: Climatic predictability. *GARP Publications Series*, No. 16, 132–136.

von Neumann, J., 1960: Some remarks on the problem of forecasting climatic fluctuations. In *Dynamics of Climate* (ed.: *R. L. Pfeffer*), Pergamon Press, Oxford, 9–11.

Nicolis, C. and *G. Nicolis*, 1981: Stochastic aspects of climatic transitions – additive fluctuations. *Tellus 33*, 225–234.

Pontrjagin, L. Sz., 1972: *Közönséges differenciálegyenletek.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 323 pp.

Poston, T. and *I. Stewart*, 1978: *Catastrophe Theory and its Applications.* Pitman Publishing Ltd, London.

Smagorinsky, J., 1974: Global atmospheric modeling and the numerical simulation of climate. In *Weather and Climate Modification* (ed.: *W. N. Hess*), John Wiley, New York, 633–686.

Smagorinsky, J., 1979: Overview of the climate modelling problem. *GARP Publications Series*, No. 22, 1–12.

Thom, R., 1972: *Stabilité Structurelle et Morphogénése.* Benjamin, New York.

Vickroy, J. G. and *J. A. Dutton*, 1979: Bifurcation and catastrophe in a simple, forced, dissipative quasi-geostrophic flow. *J. Atmos. Sci. 36*, 42—52.

Zeeman, E. C., 1976: Catastrophe theory. *Sci. Amer. 234*, 65–83.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 5. szám. 1982. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 5. Sept. – Oct. 1982 Budapest.

A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei

RÁKÓCZI FERENC *Eötvös Loránd Tudományegyetem, H-1088 Budapest Múzeum ktr. 6-8*

Planetary boundary layer researches – shortcomings and results. The paper reviews the technical literature on the planetary boundary layers (PBL) published in the last 10 – 15 years. Special types of PBL is defined and detailed. The bases of the Monin-Obukhov similarity principle, the mixing length as well as the hypotheses for resistence law are also discussed. Examples for application are also shown.

⁂

A planetáris határréteg kutatásának problémái és eredményei. A tanulmány áttekintést nyújt a planetáris határréteg problémáival foglalkozó irodalom utolsó 10 – 15 éves eredményeiről. Definiálja és részletesen leírja a planetáris határréteg egyes típusait. Ismerteti a Monin – Obuhov hasonlósági elv lényegét, a keveredési útra vonatkozó koncepciót, valamint az ellenállási törvényen alapuló hipotéziseket. Szerző az alkalmazási területekre vonatkozó példákat is bemutat.

⁂

A planetáris határréteg (PHR) problémáit az elmúlt 10 – 15 év alatt nagyon sokan és nagyon intenzíven tanulmányozták, de mégsem állíthatjuk, hogy e téren minden részletkérdéssel tisztában vagyunk. Ezeknek a vizsgálatoknak egyrésze elméleti jellegű volt és a PHR-ben fellépő folyamatok parametrizálására és modellezésére irányult, másrésze pedig a torony vagy egyéb méréstechnikán alapuló megfigyelési anyag empìrikus kiértékelését végezte el.

A PHR intenzív kutatásának nemcsak az az oka, hogy ebben a rétegben foglal helyet a légkör tömegének egytizede, hanem sokkal inkább az, hogy itt zajlik le a felszín-légkör kölcsönhatás minden folyamata. Ebben a rétegben foglal helyet a bioszféra túlnyomó többsége, e réteg a színtere az antropogén hatásoknak.

1. *A PHR kiterjedése és típusai*

A PHR, mint látni fogjuk, nem egységes réteg, hanem fizikailag jól elkülöníthető rétegek gyűjtőneve. A korábbi szóhasználatban a PHR-et súrlódási rétegnek is nevezték, mert ebben a rétegben a súrlódási erő összemérhető nagyságú a többi (Coriolis erő, nyomási gradiens erő) ható erővel. A PHR-ben a a tényleges szélvektor szöget zár be a geosztrofikus szélvektorral és ezért e réteg felső határát úgy szokás meghatározni, hogy ez az a magasság, ahol a tényleges szélvektor egyben a geosztrofikus szélvektor is.

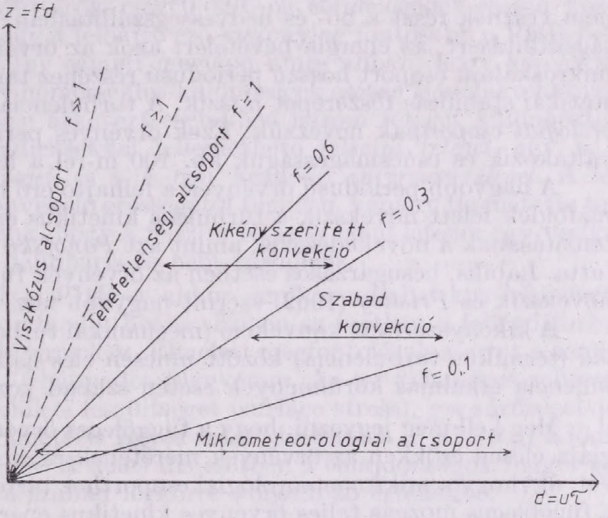
E rétegen belül nagyon sok légköri jelenség lép fel: itt alakulnak ki a talajközeli ködök, itt lépnek fel a stratocumulus felhők, ez a tér a cellás konvekció,

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

a hő- és vízgőzfluxus helye és erre a térrészre jellemző a különböző fokon fejlett turbulencia. *Schneider-Carius* (1953) könyvében ezzel kapcsolatban alapréteg̈ről (Grundschicht) beszél, egy olyan rétegről, amelyet felülről a peplopauza határol és a peplopauza alatt egy rossz látástávolsággal jellemezhető turbulens dunst réteg, egy súrlódási réteg és esetenként egy konvekciós réteg foglal helyet.

A PHR – amint azt neve is mutatja – a légkörnek a talajfelszíntől közvetlen befolyásolt része. A felszín hatása kimutatható a hő, a momentum- és a tömegátvitelben, amelyek folytonosságot követelnek meg a határfelületen.

Azt mondjuk, hogy *valamely meteorológiai elem esetén akkor beszélünk határrétegről, ha az elem profilján kimutathatók a felszín közvetlen hatása.*



1. ábra: A mikro-skálájú turbulencia alcsoportjai *Van Mieghem* (1973) szerint

A PHR feltűnő és fontos tulajdonsága, hogy benne turbulens áramlás lép fel. Turbulens áramlásban pedig a sebesség, a hőmérséklet, a nedvesség és az egyéb tulajdonságok a tér és az idő véletlen függvényei és így a PHR problémáit statisztikai törvényekkel írhatjuk le. A PHR-ben turbulens háborgások, örvények keletkeznek és ezeknek a teljes spektrumát még a mai napig sem ismerjük kielégítő részletességgel, pedig alapvető szerepet töltenek be a dinamikus meteorológiát foglalkoztató folyamatokban. *Van Mieghem* (1973) szerint különbséget kell tenni a turbulencia mikroskálájú tartománya és makroskálájú osztálya között. A PHR-ben fellépő örvények a turbulencia mikroskálájú tartományába esnek. Ebben a tartományban az örvények τ periódusa a másodperc század részétől néhány percig terjed. A mikroskála tartomány magas frekvenciájú, vagy rövidperiódusú részén az örvények d lineáris mérete kicsi a földfelszíntől vett z távolsághoz viszonyítva, így az $f = z/(u\tau)$ úgynevezett redukált frekvencia kisebb, mint az egység. A tapasztalat szerint az átmérőre vonatkozóan a $d = u\tau$ közelítés adható meg, ahol u a horizontális szélsebességet jelenti.

Az *1. ábrán Van Mieghem* nyomán bemutatjuk a mikroskálájú tartományba eső turbulenciát a redukált frekvencia szerinti osztályozásban. Látható, hogy a turbulencia mikrometeorológiai csoportjába tartozik a kikényszerített és szabad konvekció és a turbulencia alsó ága a turbulencia izotrop tartomá-

nyába esik. Nagyon fontos szerepet tölt be a viszkózus alcsoport, mivel ez az alcsoport felelős a talajról történő hőátadásért és a nagyobb örvények hővé történő lerombolásáért, míg a hő elszállítását már a mikrometeorológiai csoporthoz tartozó örvények végzik el.

Az ábra alapján megállapítható az is, hogy a $z/(u\,\tau)$ arány a turbulencia testek növekedésével csökken: az örvények egyre szélesebbek és egyre laposabbak lesznek, mégis a turbulencia mezoskálájú csoportjához viszonyítva a mikroskálájú csoporthoz tartozó örvényeket *három dimenziós* testeknek kell tartanunk. Ezek a kvázi izotrop tulajdonsággal rendelkező örvények arról nevezetesek, hogy a három sebességösszetevőnek esetükben közel azonos a kinetikus energiája. Ezek az izotrop örvények korrelálatlanok a potenciális hőmérséklet fluktuációjával Θ'-vel vagy a nedvesség fluktuációjával, q'-vel; így nem vesznek részt a hő- és nedvességszállításban. A légkörben való tulajdonságszállításért, az energia bevételért azok az örvények a felelősek, amelyek a mikroskálájú csoport hosszú periódusú részéhez tartoznak és amelyek esetén a statikai stabilitás főszerepet játszik. A turbulencia ezen csoportját *mikrometeorológiai csoport*nak nevezzük. Ezek örvényes periódusa 4 *s* és 5 perc között váltakozik és csúcsmagasságuk kb. 100 m-rel a felszín felett figyelhető meg.

A nagyobb periódusú örvények a felhajtó erő hatása alá kerülnek és a szárazföldek felett növekszik a turbulens kinetikus energiájuk a napsugárzás intenzitásának a növekedésével, amint azt *Panofsky* és *McCormick* (1954) kimutatta. Labilis, besugárzásos esetben az örvények függőleges dimenziója is megnövekszik és *Pristley* (1962) szerint nagyobb lesz, mint horizontális méretük.

A kikényszerített konvekció (mechanikai turbulencia) és a szabad konvekció (termikus turbulencia) között nincsen éles határvonal. A mechanikai turbulencia alkalmas körülmények esetén szabad konvekcióba mehet át.

Meg kell még jegyezni, hogy a függőleges örvényes mozgás kinetikus energiája élesen csökken az örvények méretének és élettartamának a növekedésével, úgyhogy a mikrometeorológiai csoporthoz tartozó örvények azok, amelyek a függőleges mozgás teljes örvényes kinetikus energiájához a legnagyobb hozzájárulást adják (*Cramer* és *Record*, 1955).

A PHR turbulens természetéből következik, hogy bizonyos nehézséggel kell számolnunk e réteg folyamatainak teljes megértését és előrejelzését illetően. E folyamatok esetén a jó közelítő megoldást nyújtó egyenletek is nagyon számításigényesek, és a gyakorlat számára egyetlen eszköz a modellalkotás, azaz, az egzakt kormányzó egyenletek közelítő modellezése.

Ilymódon a PHR-re vonatkozó ismereteink túlnyomó többségét a megfigyelések nyújtják. A megfigyelések szerint a PHR turbulens szerkezetére a talajon fellépő viszonyok, mindenek előtt a hőmérséklet, nagy hatással vannak. Ha a felszín például melegebb a levegőnél, akkor *konvektív turbulens cirkulációk* alakulnak ki. Ha a felszín nem melegebb, mint a levegő, nem lép fel felhajtó erő és így konvekció sem; ez a *semleges* (neutrális) *rétegződés esete*. Ekkor a turbulenciát a szélnyírás okozza. Ha a felszín hidegebb, mint a felette fekvő levegő, sztatikailag stabilis sűrűség-gradiens figyelhető meg; ezt *stabilis* PHR-nek nevezzük. Ez is turbulens, de vékonyabb és a turbulencia intenzitása is kisebb, mint az előző esetekben.

A PHR felett is lehet az áramlás turbulens, de ezek már a „szabad légkör turbulenciájához" tartozó jelenségek, és fellépésük esetleges. Emiatt a PHR-et úgy is elkülöníthetjük a szabad légkörtől, hogy reá a *folytonos turbulencia jellemző*.

Konvektív PHR szárazföld fölött derült napokon, besugárzásos időjárás esetén alakul ki akkor, amikor a felszín melegebb, mint a fölötte fekvő levegő. Ebben a fölmelegedő levegőben felhajtó erő által indukált turbulens mozgások alakulnak ki. Kialakulhat konvektív PHR vízfelszínek felett is, ekkor a konvekció oka a vízfelület feletti levegő nagyobb nedvességtartalma lesz. Az így kialakuló PHR-et felülről többnyire inverzió zárja le, és ennek az inverziónak a h_i magassága néhány 100 m és néhány km közé esik. Ezt az inverziós záró réteget alulról a turbulencia lerombolhatja és a PHR függőleges kiterjedése megnövekedhet.

A folyadékok mozgásra vonatkozó elméleti megfontolások, különösen *Tennekes* és *Lumley* (1972), valamint *Lumley* és *Panofsky* (1964) kutatásai szerint a PHR skálájára vonatkozó, kis Mach-számú mozgások esetén a tehetetlenségi erők és a fölhajtó erők már 0,03 °C-os túlmelegedés esetén közel azonosak. Ez azt jelenti, hogy a felhajtó erő viszonylag fontosabb a PHR-ben, mint a tehetetlenségi erő. Így semmi meglepő nincs abban, hogy konvektív felhők viszonylag kis relatív hőmérséklet-különbségek esetén is kialakulhatnak. Az elemek eloszlásában ilyen átkevert esetekben három réteget különböztethetünk meg: az erős gradiensekkel jellemezhető *felszíni réteget*, egy a h_i magasságig tartó *kevert réteget*, és a h_i-ben kezdődő *inverziós réteget*. A felszíni réteg vastagsága, a konvekció erősségétől függően, néhány tíz méterig terjed. Meg kell még jegyeznünk, hogy a felszini rétegen belül létezik egy viszkózus alréteg is, ez azonban lamináris és nem turbulens.

*Neutrális*nak nevezzük a PHR-et akkor, amikor adiabatikus hőmérsékleti gradiens (Θ = konst) uralkodik benne. Ebben az esetben a fellépő turbulencia oka a függőleges szélnyírás lesz. Elméleti megfontolások szerint a semleges PHR vastagsága az u_*/f hányados függvénye. Az u_* dinamikus sebesség $(\tau_0/\varrho)^{1/2}$ értékű, ahol τ_0 a felületi feszültséget (surface stress), ϱ a sűrűséget jelenti, f pedig a Coriolis paramétert. Egyes számításoknál $h = 0{,}25\ u_*/f$ adódik a neutrális PHR vastagságára. A neutrális esetben a tulajdonságok függőleges eloszlása lassan belesimul a szabad légkörre vonatkozó értékekbe.

Az elméleti vizsgálatok azt is kimutatták, hogy neutrális PHR esetén is van hajlam a $h_i \approx u_*/f$ magasságban inverzió kialakulására. Tipikus értékként $f = 10^{-4}\text{s}^{-1}$-et és $u_* = 0{,}4\ \text{ms}^{-1}$-et feltételezve $h_i \approx 4$ km értéket vesz fel.

Stabil rétegződésű PHR szárazföld felett tipikusan éjszaka lép fel, amikor sugárzásos hőveszteség uralkodik. A talajközeli levegő ekkor lehűl és pozitív (stabilis) hőmérsékleti gradiens alakul ki a PHR-ben. A stabil rétegződés nagy befolyást gyakorol a turbulenciára és ezen keresztül az egész PHR szerkezetére. Energia főleg a függőleges sebesség fluktuációból adódik át a horizontális összetevőknek.

Ezt az energia-átadást megbecsülhetjük. Legyen az örvényes cirkulációs mozgás függőleges kiterjedése l. A mozgás $l(\partial\Theta_v/\partial z)$ hőmérséklet eltérést okoz, és az egységnyi tömegre $(g/\Theta_v)\ (\partial\Theta_v/\partial z)l$ visszatérítő erő hat. Az ezzel a visszatérítő erővel szembeni, időegység alatt végzett munka $(g/\Theta_v).(\partial\Theta_v/\partial z).l\ w'$ lesz. Az örvényes tehetetlenségi erő pedig w'^3/l nagyságrendű. Ilymódon az energia származás és az energia input hányadosa

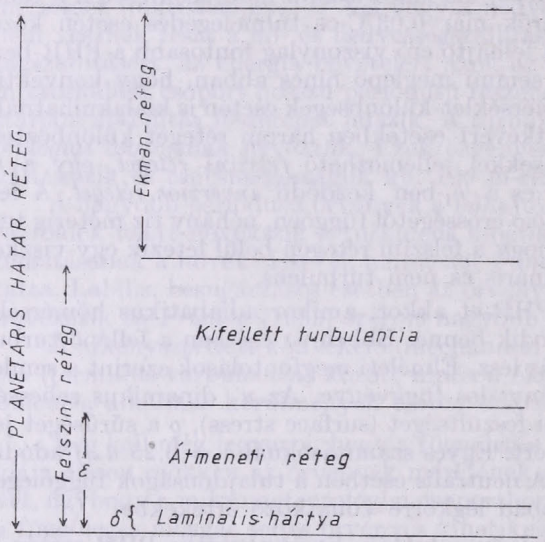
$$\frac{\dfrac{g}{\Theta_v}\dfrac{\partial\Theta_v}{\partial z}l^2}{\overline{w'^2}} \tag{1.1}$$

lesz. Ez azt jelenti, hogyha a számláló és a nevező egyenlő, akkor a nagy ör-

vényekre vonatkozóan jóval erősebb fojtó hatás lép fel, következésképpen a kis méretű örvénytestek fognak eluralkodni. Az (1.1) hányadost egyébként *örvényes Richardson számnak* szokás nevezni. A stabilis rétegződésű PHR-ben az örvények mérete kisebb, mint a neutrális vagy konvektív esetben.

A fenti termodinamikai alapokon nyugvó elkülönítés mellett földrajzi-fizikai különbségtétellel is találkozunk az irodalomban (*Mc Bean*, 1979).

A sík, közel homogén felszínek felett kialakuló PHR több alréteget tartalmaz. Különösen kedvező körülmények esetén, amint már említettük, kialakul egy *lamináris hártyának* nevezett rendkívül vékony δ vastagságú réteg. E fölött egy *fejletlen turbulenciájú*, ε *vastagságú réteg* helyezkedik el, amit egy *fejlett*



2. ábra: A PHR sík, homogén felszín felett

turbulenciájú réteg követ. Ezek együttesen alkotják a *felszíni réteget*. A felszíni réteg fölött foglal helyet az Ekman-réteg, amely a PHR tetejéig, a szabad légkörig tart. A rétegek elrendeződését mutatjuk be a *2. ábrán*.

Ami a felszíni réteg magasságát illeti, arra vonatkozóan *Dési* és *Rákóczi* (1970) alapján egy alsó és egy felső becslést adhatunk. Mind a két becslés a talajközeli rétegben fellépő erőviszonyok vizsgálatából indul ki: az alsó becslés eredménye a közepes földrajzi szélességekre 12 m, a felső becslés pedig 100 m körüli értéket ad. Azt mondhatjuk tehát, hogy a talajközeli réteg vastagsága néhány tíz métertől mintegy 100 m-ig terjed.

A *szélfordulási réteg*, vagy Ekman-réteg vastagságát az Ekman-spirál felhasználásával

$$h = \pi\sqrt{K/(\omega \sin \varphi)} \tag{1.2}$$

formában írhatjuk fel, ez a turbulens viszkozitási együttható (K) és a földrajzi szélesség függvénye. A közepes földrajzi szélességeken, átlagos viszonyok között $h = 800-1000$ m; ez a közelítés a momentum-fluxus alapján történt.

A felszíni rétegre általában a tulajdonságok áramának konstans értéke

jellemző, azaz e rétegen belül, a függőleges gradiensektől függő konstans momentum-, hő- és nedvesség fluxus lép fel. E rétegen belül a szél sebessége változik a magassággal, de irányát megtartja. Az Ekman-rétegben a szélsebesség a magassággal növekszik és iránya fokozatosan a geosztrofikus szél irányába megy át.

Az *egyenlítői* PHR-ről elkülönülten kell tárgyalnunk, mert alapvető fontosságú a légköri mozgások szempontjából. A $\pm 30°$ szélességi kör között elterülő trópusi régió a Föld felszínének mintegy a felét öleli fel és a napsugárzás szempontjából ez a legfontosabb terület. Az óceáni trópusi PHR az a terület, ahonnan *Malkus* (1962) szerint a légkörbe került vízgőznek több mint a fele származik, és ez a vízgőz nagyon fontos mind a nagyskálájú potenciális energia, mind a troposzférát átölelő szinoptikus skálájú mozgások számára.

A trópusokon és a közepes földrajzi szélességeken fellépő PHR-nek egyik dinamikai különbözősége az f Coriolis-paraméter szélességi körrel való csökkenésében és trópusi PHR nagy nedvességtartalmában van.

Az időjárás fejlődésének a szempontjából az óceáni trópusi PHR a fontosabb; ezért ez tanulmányozottabb is. Számos nemzetközi program foglalkozott a kérdéssel, ezek közül is kiemelkedik a GATE.

A trópusi PHR felépítése bonyolultabb és vastagsága a felszíni rétegtől a passzát-szél inverzióig terjed. Természetesen adott körülmények között a cumulusok áttörhetik ezt az inverziót és jóval magasabb határokig, esetleg a trópusi sztratoszféráig felnyúlhatnak. Az ilyen zavart PHR nagyon jellemző a trópuson belüli konvergencia zónákra. Abban az esetben azonban, ha a passzát-inverzió kifejti hatását, *Riehl* et al. (1951) szerint jellegzetes, több rétegre felosztható PHR alakul ki a trópusokon.

Ebben a PHR-ben elkülöníthető egy *felszíni réteg*, amelyben a potenciális hőmérséklet a magassággal csökken és erősen csökken a vízgőztartalom is. Ennek a rétegnek a kiterjedése 20 és 100 m között van.

Ezt a réteget az *átkeveredési réteg* követi, közel állandó potenciális hőmérséklettel és vízgőztartalommal. Ez a réteg a felszíni réteg felső határáról a felhő alap alatti 100 m-es magasságig terjed.

Az *átmeneti rétegre* az jellemző, hogy benne a potenciális hőmérséklet rétegződése stabilis, és a nedvesség markánsan csökken a magassággal. Ez a réteg a felhők aljáig tart és választó felületet képez a fölötte fekvő konvekciós tartomány és az alatta elterülő mechanikai konvekciós réteg között.

A *felhő rétegben* közel nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens, és az inverziós réteg felé haladva csökkenő nedvességtartalom alakul ki.

Az *inverziós réteg* olyan szélsőségesen stabil tartomány, amely fedőként zárja le a trópusi PHR-et és így a nem zavart PHR felső határa lesz.

A trópusi PHR egyik fontos dinamikai sajátossága, hogy e területeken a Coriolis erő a zérushoz tart, és így a geosztrofikus közelítés sem használható. Ilyen esetekben a fellépő gyorsulások oka a hőmérséklet különbségből eredő és az advekcióból származó hatások, és ilymódon *Stokes*-típusú áramlások alakulnak ki.

A városok felett kialakuló PHR tanulmányozása nem elhanyagolható feladat, mivel a világ lakosságának mind nagyobb hányada lesz városlakó és egyben a városok az antropogén hatások fő forrásai is. Az utóbbi években megindult és egyre erősödő városklimatológiai kutatások is hangsúlyozzák a problémák tisztázásának a szükségességét (*Probáld*, 1974).

A városi PHR-ben is jól elkülönülő régiókat tudunk kimutatni, de ezek finomabb szerkezetéről még hiányosak az ismereteink. A WMO *Technical*

Note No 165 szerint elkülöníthető egy *városi felszíni* réteg, ez az épületek kétszeres magasságát is meghaladja. Ezt a réteget követi a *belső* városi határréteg, melynek vastagsága az épületek magasságának a függvénye. A belső városi határréteget a *külső* városi határréteg választja el a szabad légkörtől.

A városi határrétegre vonatkozó korábbi kutatások kimutatták, hogy a szél sebessége hatványkitevős formula szerint változik a magassággal, ahol a hatványkitevő a hőmérsékleti rétegződés függvénye. Újabb vizsgálatok szerint azonban bonyolultabb sebességeloszlások is fellépnek. *Rasztorgujeva* (1974) tanulmánya szerint a városnak hatása van a talajszél és az izobárok által bezárt szögre is.

A városi PHR esetén talán a termális szerkezet a leginkább tanulmányozott jelenség. Számos tanulmányban kimutatták – köztük hazai kutatók is –, hogy a városok hőmérséklete átlagban néhány fokkal magasabb, mint környezetüké. Ezt a jelenséget gyakran városi hőszigetnek is nevezik és a városban fellépő mesterséges hőforrásoknak, az épületek hőkibocsátásának és a párolgás csökkentett értékének köszönhető. Erre vonatkozó energia egyenleg kutatásokról számol be *Oke* és *Maxwell* (1975), de *Probáld* (1964) is nagy figyelmet szentelt e kérdésnek. Ennek a hőszigetnek nagy a hatása a városi PHR termális szerkezetére. Ha a városon kívül stabilis rétegződés van, a városon belül gyakran mutatható ki semleges, vagy labilis rétegződés. Ezt a jelenséget 150–300 m-es magasságig ki lehet mutatni.

2. *A PHR-re vonatkozó elméletek*

A planetáris határrétegre vonatkozó elméleti munkák különbséget tesznek a felszíni réteg és az Ekman-réteg jelenségeinek a tárgyalása között. A PHR fontos tulajdonsága a momentum, a hő és a tömeg turbulens diffúziós szállítása. Ismeretes, hogy molekuláris folyamatok is képesek diffúziós szállítást végezni a lamináris áramláson belül, de ez a folyamat összehasonlíthatatlanul lassúbb, mint a turbulens diffúziós átkeveredés folyamata.

A turbulens PHR-ben az átviteli fluxusok a turbulencia következményei. Ha az u, Θ_v és q korrelációban vannak a w' függőleges fluktuációval, akkor a teljes fluxusokat

$$\tau = -\varrho(\nu + K)\ (\partial \bar{u}/\partial z), \tag{2.1}$$

$$H = -c_p \varrho(\varkappa + K)\ (\partial \bar{\Theta}_v/\partial z), \tag{2.2}$$

$$M = -\varrho(D + K)\ (\partial \bar{q}/\partial z) \tag{2.3}$$

adja meg, ahol τ jelenti a momentum, H a hő, M pedig a nedvesség átvitelt. A mennyiségek fölé írt vonás az időbeli átlagolás szimbóluma. ν a momentumra, $\varkappa$ a hőre, D pedig a nedvességre vonatkozó molekuláris diffúzivitási együttható, ϱ jelenti a sűrűséget, c_p pedig az állandó nyomáson vett fajhőt. $K = \overline{w'l}$ az örvényes diffúzitási együttható. Ilymódon (2.1)–(2.3) magában foglalja a molekuláris és örvényes szállítás összegét, de mint mondtuk, a

$$K/\nu = \overline{w'l}/\nu = (Re)_{\delta} \tag{2.4}$$

örvényes Reynolds-szám miatt, a turbulens szállítás a jelentős, mert $w' = 1$ m s^{-1}. $l = 100$ mesetén levegőre $(Re)_{\delta} \sim 7.10^6$, azaz a turbulencia hatékonysága milliószorosa a molekuláris átvitel hatékonyságának.

A turbulens átvitel kérdését homogén, sík felszínre stacionárius barotróp esetre szokás elméletileg vizsgálni. Ekkor a kiinduló egyneletek

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}\overline{(u'w')} = -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} + f\,v, \tag{2.5}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}\overline{(v'w')} - = \frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} - f\,,u \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}\overline{(\Theta'w')} = 0, \tag{2.7}$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}\overline{(q'w')} = 0 \tag{2.8}$$

lesznek, ahol p a légnyomást jelenti, a vesszős mennyiségek pedig az átlagos viszonyoktól való eltéréseket. Azzal, hogy a nyomási mezőt zavartalannak tételezzük fel, kifejezzük a szinoptikus skálájú mozgásoknak a PHR-re vonatkozó hatását. Az átlagok változását leíró tagok mellett fellépő második tagok a *turbulens fluxus divergenciáját* fejezik ki. A turbulens tagokat ismernünk kell, ha a fenti egyenletekkel az átlagok eloszlását akarjuk megoldani.

A nyomási gradienseket a megfelelő geosztrofikus szélösszetevőkkel helyettesítve, stacionárius esetben (2.5) és (2.6) alapján azt írhatjuk, hogy

$$\partial\overline{u'w'}/\partial z = f\,(v - v_g), \tag{2.9}$$

$$\partial\overline{v'w'}/\partial z = f\,(u_g - u). \tag{2.10}$$

Integráljunk most $z = 0$ és $z = h$ határok között és válasszuk meg a koordináta-rendszerünket úgy, hogy a talaj szél az x tengely irányába fújjon, ekkor $z \to 0$ esetén $\overline{u'w'} \to -u_*^2$ és $\overline{w'v'} \to 0$-hoz, és így

$$u_*^2 = f\int_0^h (v - v_g)dz, \tag{2.11}$$

$$0 = \int_0^h (u_g - u)dz \tag{2.12}$$

eredményre jutunk, ahol u_* a dinamikus sebességet jelenti. Mivel a PHR tetején $u \to u_g$ és $v \to v_g$, (2.12) azt jelenti, hogy u a 0 és h rétegen belül meghaladja az u_g értékét.

A (2.11) egyenlet néha a felszíni feszültség meghatározására szolgál és ily módon fontos paraméter becslését teszi lehetővé.

Először a felszíni réteggel foglalkozunk és kikötjük, hogy ez lokálisan homogén legyen. Ha emellett a folyamatok még kvázi-stacionáriusak is, e rétegre alkalmazható a Monin-Obuhov hipotézis. *Monin* és *Obuhov* elméletében abból indult ki, hogy a felszíni réteget konstans fluxus jellemzi és emiatt szerkezete néhány paraméterrel meghatározható. Ezek a paraméterek az alábbiak: a z magasság, a g/Θ_v, a τ_0/ϱ felszíni kinematikai feszültség, és a $Q_{0v} = H_{0v}/\varrho C$ felszíni virtuális hőmérsékleti fluxus. Feltűnhet, hogy például a kinematikai viszkozitás, az f Coriolis paraméter, vagy a z_0 érdességi paraméter nem szerepel a kormányzó paraméterek között. Ennek az az oka, hogy *Tennekes* és *Lumley* (1972) szerint a talaj közvetlen közeli rétegétől eltekintve a viszkózus erők kicsinyek a tehetetlenségi erőhöz viszonyítva, ez a helyzet a Coriolis

erővel is. A felszíntől távolodva, azaz $z >> z_0$ esetén az érdességi paraméter is veszít fontosságából. Ezek alapján a Monin és Obuhov hasonlósági hipotézist a $z_0 << z << h$ magasságok esetén érvényesnek tartanunk.

Monin és *Obuhov* hipotézisükben az alábbi skálákat definiálták: az $u_* = \sqrt{\tau_0/\varrho}$ sebesség skálát, a $T_* = -Q_{0v}/ku_*$ hőmérsékleti skálát az $L = -u_*^3 \Theta_v/k_g Q_{0v}$ hosszúságskálát. Dimenzió analízis segítségével u_*, T_* és z segítségével z/L dimenzió nélküli mennyiségtől függő univerzális függvényt vezethetünk be. Például a $\partial u/\partial z$ átlagos szélnyírásra azt kapjuk, hogy

$$\partial u/\partial z = (u_*/z)\,\varphi(zL), \tag{2.13}$$

ahol a φ univerzális függvény *meghatározatlan* a Monin-Obuhov-elméletben, meghatározása elméleti, vagy kísérleti úton történik. *Yaglom* (1977) tudósít e kérdés jelenlegi állásáról és kimutatja, hogy a felszíni rétegben a $\varphi(z/L)$ stabilitási függvény más lesz a momentum és a skalár mennyiségek átvitelekor. A Monin-Obuhov hasonlósági elv egyszerű módon választja el az erősen labilis (z/L) nagy negatív érték és az erősen stabilis (z/L) nagy pozitív érték eseteket.

Nem minden felszíni réteg tesz eleget a Monin-Obuhov hasonlósági elvben leírt statisztikának. A szél, a hőmérséklet és a nedvesség átlagos függőleges gradiensei igen, de a horizontális sebesség statisztikája nem, mivel ezen utóbbi a nagy örvények hatása alatt áll, amint arra *Panofsky* et al. (1977) rámutattak. A reális felszínek többnyire eltérnek az *Obuhov* és *Monin* által feltételezett felületektől, mégpedig az alábbi tulajdonságokban: *a)* a felszíni feltételek az időben változnak, *b)* a felszín inhomogén, *c)* sugárzási hatások lépnek fel, *d)* a felület nem sík.

A felszíni réteg fölött elterülő felső rétegek szerkezetére a stabilitás nagy hatással van. Itt a h/L stabilitási indexszel szokás operálni, ahol L a Monin-Obuhov féle hosszúság skála, h pedig a réteg vastagsága. Semleges PHR esetén $h/L = 0$, negatív h/L érték labilis vagy konvektív PHR-et jelent, pozitív érték pedig stabilis állapotra utal. A tapasztalat, de elsősorban modell kísérletek szerint kis h/L értékek esetén szabad konvekció alakul ki a PHR-ben. A felhajtó erő és a tehetetlenségi erő

$$w_*^2 T_0/hg\Theta_* \approx 1 \tag{2.14}$$

viszonya azt mutatja, hogy konvektív esetben e két erő azonos nagyságrendű. A konvektív PHR-re a nagy sebesség-fluktuáció a jellemző. Szárazföld felett, besugárzásos esetben $Q_{0v} = 0{,}3$ m s^{-1} °C, $h = 2$ km a jellemző érték és így $w_* \approx 2{,}6$ m s^{-1}. A konvektív PHR-ben a K turbulens diffúziós együttható $z_i w_*$ nagyságrendű, ahol z_i az inverziós réteg magasságát jelenti. A bemutatott példánk esetében $K = 5 \times 10^3$ m^2 s^{-1}. Ez az élénk függőleges átkeveredés kiegyensúlyozott átlagos szél- és hőmérsékleti profilhoz vezet. Konvektív keveredési rétegben, ha barotrópiát tételezünk fel, a feszültségi tenzorok profilja is egyszerű, ugyanis a geosztrofikus szél magasságtó való függetlensége, $\delta V_g/\delta z = 0$ miatt lineáris profilt kapunk.

Ezt a profilt mérésekkel nagyon nehéz kimutatni és ennek kettös oka van. Egyrészt nagyon hosszú ideig tartó átlagolásra van szükség, hogy a feszültségi profilt megkapjuk, és *Wyngaard* (1973) szerint ekkor már nem tekinthető stacionáriusnak a mező. Más oldalról pedig a PHR sok esetben kifejezetten baroklin, ekkor tehát nem tételezhetjük fel, hogy $\delta V_g/\delta z = 0$, és a termikus szelet is tartalmazó modellekkel kell dolgoznunk.

A neutrális PHR-re vonatkozó megfontolásokkal nem foglalkozunk részletesen, mert a *McBean* által szerkesztett WMO Technical Note No 165 szerint a neutrális PHR inkább akadémiai, mint gyakorlati téma.

A stabil hőmérsékleti rétegződésnek nagy a befolyása a PHR-re. Elsősorban is ez sokkal alacsonyabb, mint a neutrális , vagy a konvektív PHR. A talajon fellépő fluxusok értéke is egy nagyságrenddel elmarad a konvektív PHR-ben fellépő fluxustól. A turbulencia foka is alacsonyabb és kisebb a turbulens testek l mérete is. Ezekből következik, hogy $K \sim w'l$ turbulens diffúziós együttható értéke is jóval alacsonyabb lesz, mint konvektív esetben.

A virtuális potenciális hőmérséklet (Θ_v) negatív gradiense hullám mozgáshoz vezet, hiszen negatív $\delta\Theta_v/\delta_z$ esetén, a függőlegesen elmozduló testecskére visszatérítő erő hat és csillapított amplitudójú sinusoid mozgás alakul ki. Stabil PHR esetén az oszcillációs periódus 30 — 300 sec. További markáns különbség, hogy stabilis PHR-ben, lejtős felület felett csatorna hatás lép fel és ezzel kapcsolatosan gyorsulási tag a mozgásegyenletekben. A stabilis rétegződésű PHR nem tekinthető kvázistacionáriusnak. Ezt beláthatjuk, ha meggondoljuk, hogy konvektív PHR esetén az örvényes áthatási idő *(Eddy turnover time)* 5—10 perc, míg ez stabilis PHR esetén több óra. Ez pedig ellentmond a kvázi-stacionaritásra vonatkozó feltételeknek. Ez a nem-stacionárius állapot azonban csak a kialakulás kezdeti értékeire jellemző, későbbi időpontban, amint azt *Deagle* (1974) számításai kimutatták a felszín közelében, éjjel közel stacionárius viszonyok alakulhatnak ki horizontálisan homogén, sík felszínek felett.

A vonatkozó szakirodalom mindinkább teret nyerő Monin-Obuhov hasonlósági hipotézis

őtt a fenti problémákat a Prandtl-féle keveredési út hipotézise alapján tárgyalták. A hipoté-
s a

$$\partial \overline{u}/\partial_o = u_*/l \tag{2.15}$$

pusú differenciálegyenlet megoldása során l-re, az átlagos keveredési útra vonatkozó kikötése-
t tesz. E kikötések különböző alakú szélprofilok levezetését teszik lehetővé ; az $l = kz$ lineáris
veredési út és az $l = k(z+z_0)$, (Rossby–Montgomery), valamint az $l = k(d\overline{u}/dz)/(d\overline{u}/dz^2)$,
Kármán) feltételezés logaritmikus szélprofilhoz vezet. *Sutton* a makroviszkozitás fogalmának
vezetésével még az altalaj egyenetlenségét is figyelembe tudta venni. A szélprofilok hatvány-
tevős formulájának a bevezetése – a Prandtl-féle koncepción belül – lehetővé teszi a hőmér-
kleti rétegződés figyelembevételét is. *Deacon, Budiko* és *Lajthman* formulái is a hőmérsékleti
tegződés szerepét kívánják tisztázni a kicserélődési folyamatok esetére. E problémakörről rész-
tes leírást találhatunk *Götz* és *Rákóczi* (1981)-nál, valamint *Haltiner* és *Martin* (1957) dina-
ikus meteorológiájában, de igen részletesen foglalkozik e kérdéssel *Lajhtman* (1976) is. Tekin-
ttel a magyar nyelven elérhető összefoglaló munkákra, e kérdéssel itt részletesebben nem fog-
lkozunk. Megjegyezzük azonban, hogy a Monin-Obuhov hasonlósági hipotézissel a keveredési
ra vonatkozó elméleteknek is nagy jelentősége van, különösen akkor, ha mérési sorozatból
karunk olyan fontos paramétereket meghatározni, mint a z_0 érdességi paraméter, az u_* dina-
ikus sebesség és a K turbulens diffúziós együttható. Ilyen természetű munkát végzett el
ndrődi (1980).

Korábban már említettük, hogy a PHR esetén inkább célravezető a folya-
atok *modellezése*, mint a kormányzó egyenletek megoldásának kísérlete.
gyanis a momentum egyensúlyt leíró nem lineáris Navier–Stokes-egyenlet
erint a turbulens áramlásban az örvények teljes spektruma összefüggésben
ll egymással (*Batchelor*, 1953). Ennek néhány következménye, így az energia
ascade (energia robbanás) jelensége *Kolmogorov* (1941) munkái nyomán jól
mert. E meggondolás fontos eleme, hogy tetszőleges turbulens áramlásban
dinamikailag fontos örvények az áramlás l dimenziójának a méretétől az η
olmogorov-féle mikroméretig terjednek. A turbulens kinetikus energia zöme-
ek a hordozói az l méretű örvények, de a viszkózus disszipációért az η méretű
rvények a felelősek. Ha megbecsüljük az l méretű és η méretű örvények há-
yadosát, tüstént belátjuk, hogy miért kivihetetlen feladat a Navier–Stokes-
gyenlet megoldása a PHR-ben, még igen nagy számítógépek esetében is. Tet-
szőleges turbulens áramlásra jellemző az $\varepsilon = \overline{w'^3}/l$ viszony. Ha $w' = 1\ \mathrm{m\,s^{-1}}$ és
$= 300$ m-t tételezünk fel, $\varepsilon \sim 30\ \mathrm{cm^2\ s^{-3}}$ értéket kapunk. Ha a levegőre vo-
atkozó ν viszkozitási együtthatót tekintjük az $\eta = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4} \sim 0{,}1$ cm ered-
ményre jutunk. Ilymódon olyan rácshálózatot kellene használnunk, amelynek
oldó képessége 0,1 cm lenne és ennek az egész PHR-et ki kellene töltenie.
z $h = 1000$ m esetén 10^{18} rácspontot jelentene.

E példából világos, hogy a numerikus megoldás gyakorlati kivitele lehe-
tlen. Megoldható a probléma azonban akkor, ha durva rácshálózatot hasz-
álunk és az így elvesztett kis örvények hatását valamilyen módon *modellezzük*.
zek az ún. *sub-grid scale* örvények végzik el a viszkózus disszipációs munkát.
gy sub-grid scale hatást nem parametrizáló modell esetén *run away* (túlcsor-
ulási) effektus, azaz a turbulens energia korlátlan növekedése lépne fel.

Deardoff (1974) 40^3 hálózati pontból álló modellt alkalmazott, a rácspon-
ok horizontális távolsága 125 m volt, függőlegesben pedig 50 m-es metszete-
et használt. Ez lehetővé tette, hogy a számítások energetikailag konzisztens
ek legyenek, de nem ragadta meg a disszipációs struktúrát; ezt parametrizál-
ni kellett. Gyakorlati szempontból nagy hátránya a három dimenziós modell-
ek, hogy a számítások nem végezhetők el *real time* alatt: 24 órás szimulációra
néhány száz órás gép-idő szükséges!

A három dimenziós modellek sokszor gazdagabb célkitűzésűek, mint amilyenre valójában szükség van. A napi gyakorlatban — sok esetben — elégséges az átlagos viszonyok ismerete: az átlagos fluxusok és az átlagos profilok megadása. E célkitűzések egyik alternatív végrehajtása az *átlagos* egyenletek megoldása. Természetesen az egyenletek átlagolása új tagokat fog teremteni az egyenletekben. Ezek többnyire ismeretlenek és *parametrizálásuk* szükséges. Láthatjuk tehát, hogy az átlagoláson alapuló modellek sem mentesek a parametrizálástól. Történelmileg az *átlagos* egyenletek megoldásával foglalkoztak először, egyszerű K profilt használva, de itt legnagyobb probléma a turbulens diffúziós együttható specifikálása. Sajnos a K profilra vonatkozóan nincsen egységesen kialakult nézőpont a szakirodalomban, de *Wippermann* (1973) munkája jó áttekintést ad a kérdésről. Ma a K profilok becslésére elterjedten használják a második momentum módszert. Ez esetben az egyenletben fellépő Reynolds feszültséget, hőáramot, és egyéb második momentumot „lezárják" a harmadik momentumokra vonatkozó közelítésekkel, parametrizálásával.

A felszíni réteg felett fekvő Ekman-réteget gyakran spirál-rétegnek is nevezik. Ebben a rétegben a mozgásmennyiség turbulens átvitele a réteg alján érvényes értékről zérusra csökken a réteg tetején. Tekintettel arra, hogy a turbulens kicserélődési együttható éppen az Ekman-réteg alsó felében lesz maximális, a meteorológiai elemek függőleges gradiense kisebb, mint a felszíni rétegben és kisebb a paraméterek napi ingadozása is. Sokan az Ekman-réteget úgy fogják fel, hogy ez választófelületet alkot a szabad légkör és a felszíni réteg között. Az Ekman-réteget olyan térrésznek kell tekintenünk, amelynek folyamataira az alsó troposzféra és a talajfelszín egyaránt hatással van. Nagyon fontos és karakterisztikus jelenség a súrlódás okozta ageosztrofikus áramlás, amely kapcsolatot teremt a nagyskálájú és a mezoskálájú folyamatok között. Az Ekman-rétegnek van még néhány, csak erre a rétegre jellemző tulajdonsága is: itt áll elő az alacsony szinti jet, itt alakulhatnak ki sajátos hőmérsékleti és nedvesség mezők, ill. profilok.

A felszíni rétegre vonatkozó gazdagabb ismereteinkkel szemben az Ekman-rétegre vonatkozó ismereteink ma még elégtelenek. Bár a reá vonatkozó hasonlósági elméletet elég korán kidolgozta *Rossby* (1932), *Rossby* és *Montgomery* (1935) és tökéletesítette *Kazinszkij* és *Monin* (1960), de mégsem mondhatjuk, hogy lezártnak tekinthető ez a probléma, mivel csak neutrális, barotrop és homogén eset tárgyalásáról volt szó.

A PHR-re vonatkozó ismereteink szegényes voltának az oka a megbízható megfigyelések hiánya. Ez az indítéka annak, hogy annyi nemzetközi program, közöttük a BOMEX, ATEX és az AMTEX tekintette feladatának az Ekman-rétegben történő megfigyelések végrehajtását. Örvendetes, hogy az utóbbi tíztizenöt évben már intenzív kutatási programról és figyelemre méltó eredményekről számolhatunk be. Ezen belül a Szovjetunióban kialakult iskolát *Zilitinkevics* (1967), *Monin* (1970), *Zilitinkevics* és *Monin* (1974) munkái fémjelzik, de *Tennekes* (1974), *de Moor* (1975) és *de Moor* és *André* (1975), valamint *Counihan* (1975) vizsgálatai is nagy előrelépést jelentenek.

A kezdeti modellek esetén (*Ekman*, 1905; *Taylor*, 1915) föltételezték, hogy K minden z-re vonatkozóan állandó érték. Ez a föltételezés a közismert Ekman-spirálhoz vezetett el, de ez a tényleges szélviszonyoknak csak durva közelítése volt. Ha föltételezzük, hogy a K a z függvénye, reálisabb közelítést kaphatunk és a félempírikus megközelítéseknél

$$K = l^2 \left(\partial \overline{V} / dz\right) \tag{2.16}$$

öltételezéssel szokás élni, ahol l a keveredési utat, $\overline{V}$ pedig a szélvektort jelenti. A fentin kívül szokásos még a

$$K = l.b \tag{2.17}$$

Kolgomorov-féle megközelítés is, ahol b a tömegegységre vonatkozó turbulens mozgás kinetikus energiájától függő mennyiség. Ezeknél a formuláknál a zárulcsproblémát az l keveredési út meghatározása jelenti, de a b megadása sem könnyű. A keveredési utakra vonatkozó kikötéseket több szerző is összefoglalta. Nagyon használható összefoglalást tartalmaz a *McBean* (1979) által szerkesztett kiadvány.

Az Ekman-rétegre vonatkozó hasonlósági elmélet a talajszélnek a geosztrofikus széltől való eltérését adja meg az u_* dinamikus sebesség és egy univerzális dimenzió nélküli φ függvény, valamint $\mu = h/L$ stabilitási paraméter segítségével. Ezek szerint

$$U(z) - V_g \cos\alpha = \frac{u_*}{k}\varphi_u\left(\frac{h}{z}, \mu\right), \tag{2.18}$$

$$V(z) - V_g \sin\alpha = \frac{u_*}{k}\varphi_v\left(\frac{z}{h}, \mu\right) \operatorname{sign} f, \tag{2.19}$$

ahol V_g a geosztrofikus szelet jelenti, α pedig a tényleges szél és a geosztrofikus szél közötti eltérést. A sign f bevezetése lehetővé teszi azt, hogy különbséget tegyünk az északi és a déli félteke között. Ezt az egyenletet a Rossby-féle hasonlósági hipotézisnek nevezzük. A potenciális hőmérséklet és a nedvesség profilját is felírhatjuk hasonló módon. Általánosítva

$$S(z) - S(h) = \frac{S_*}{k}\varphi_s\left(\frac{z}{h}, \mu\right), \tag{2.20}$$

ahol $S = \Theta$, ill. $S = Q$ helyettesíthető. Természetesen z/h és φ univerzális függvényében a $(k^2/f)\ (\partial V/\partial z)$ szélnyírás, a τ/τ_0 nyírási feszültség és a K/ku_*h érvényes diffúzivitás is felhasználható dimenzió nélküli paraméterként. Az itt említett univerzális függvények bármelyikét vagy empirikus úton kell meghatározni, mérések révén, vagy elméleti úton a PHR-re vonatkozó zárt egyenletrendszer megoldásával. E feladatoknál nagyon fontos szerepe van a mértékadó h magasságskálának. *Zilitinkevics* a

$$h = (u_*/f)\ \gamma\ (u/\mu_\lambda) \tag{2.21}$$

kifejezést találta erre, ahol $\mu_\lambda = ku_*/fL$, γ pedig 0,25 és 0,6 közötti érték; ez azt jelenti, hogy minden h-tól függő mennyiség, így a fluxusok is μ_λ függvényei. Ezzel szemben *Carson* (1973) posztulátumai alapján a konvektív PHR mélysége független u_*-tól és lényegében a z_i inverziós magasságtól függ. Ekkor a karakterisztikus mennyiségek a z/z_i és $\mu_i = z_i/L$ értékektől függnek. Az elméleteket az irodalomban *Wangaara*-adatoknak ismert megfigyelések csak részben erősítették meg, ugyanis kitűnt, hogy minden stabilis esetben a z_i skála magasság helyett a h használata a hasznos.

A fenti hasonlósági hipotézisen kívül igen elterjedten használják az ellenállási törvényen alapuló analízist is, ennek az az oka, hogy a hasonlósági elmélet nem tartalmazza a z_0 érdességi paramétert és így a $h/z_0 >> l$ és a $z/z_0 >> l$ magasságokra érvényes. Ha figyelembe vesszük, hogy a h skálamagasság u_*/f-fel arányos, akkor a fentiek szerint

$$C_g R_0 \gg l, \tag{2.22}$$

ahol $C_g = u_*/V_g$ a geosztrofikus ellenállási együttható, V_g a geosztrofikus szélsebesség, $R_0 = V_g/fz_0$ pedi a felszíni Rossby-szám. *Monin* és *Zilitinkevics* (1974), *Zilitinkevics* és *Deardorff* (1974) tanulmányai kimutatták az

$$\frac{1}{C_g} = \frac{1}{k}\left\{\ln\frac{h}{z_0} - b(\mu)^2 + a^2(\mu)\right\}^{1/2} \tag{2.23}$$

$$\sin\alpha = -\frac{C_g a(\mu)}{k}\operatorname{sign} f \tag{2.24}$$

$$\frac{S(h)-S(0)}{S_*} = \frac{1}{k\alpha_s^0}\left[\ln\frac{h}{h_0} - c(\mu)\right] \tag{2.25}$$

formulák helyességét, ezek a törvények megadják a stacionárius, horizontálisan homogén, barotrop határréteg esetén a geosztrofikus ellenállási együtthatót (C_g), a talajszélnek a geosztrofikus széltől való eltérését és a tetszőleges S tulajdonság áramát. S_* a kérdéses tulajdonság turbulens áramának és a fluktuációs kinetikus energiának a hányadosa. A (2.25) formulában szereplő $1/\alpha_S$ tagot, ha hőről van szó Prandtl-féle számnak, és ha nedvességről van szó Schmidt-féle számnak nevezzük. Az a és b értelmét a különböző szerzők többször felcserélik. Ezek az egyenletek lehetővé teszik a felületi feszültség, az érzékelhető és a latens hőszállítás fluxusának kiszámítását, ha ismerjük a planetáris határréteg z_0, V_g, $\Theta(h)$, $\Theta(o)$, $Q(h)$ és $Q(o)$ paramétereit.

A számítások menetéhez az alábbiakra van szükség:

1. a mértékadó h magasság meghatározására megfigyelések vagy egyéb paraméterek alapján,

2. az a, b, c univerzális függvények meghatározására $\mu = h/L$ ismeretében, ha adott u_*, T_* és q_*, végül

3. az α_s^0 — meghatározására.

Láthatjuk, hogy az ellenállási elmélet éppen úgy elvezet a fluxusok meghatározásához, mint ahogyan a hasonlósági elmélet is lehetővé tette ezen alapfeladatok végrehajtását. A fentiekből világos az is, hogy a hasonlósági elmélettel analógikusan a feladatot csak a felhasznált mennyiségek parametrizálása révén hajthatjuk végre. Itt lényegében a μ-től függő mennyiségek parametrizálása szükséges.

3. *Alkalmazások, távolabbi kilátások*

Az alkalmazások áttekintésekor nem követhetjük eddigi módszerünket; nem emelhetünk ki a vonatkozó szakirodalomból egy-egy művet, mivel számuk túlságosan nagy és egyiknek vagy a másiknak részletesebb tárgyalása éppen úgy indokolatlan, mint elhagyása. Módszerünk most az lesz, hogy rámutatunk az alkalmazási területekre és fontosságukra.

Minden kétséget kizáróan egyik legfontosabb alkalmazási terület a mozgásmennyiség, a hő

és a nedvesség függőleges fluxusának a meghatározása. Ezzel a kérdéssel majdnem minden tan- és kézikönyv foglalkozik, de számos speciális kiadvány is, amelyek részben a kérdés agrometeorológiai oldalával, valamint a tavak párolgásának kérdésével foglalkoznak. Utóbbira hazai példák is vannak: a Balaton, a Velencei-tó és a Fertő térségében végrehajtott vizsgálatok; nagy részük az ún. profil technikán vagyis függőleges gradiens méréseken alapul.

Az agrometeorológiai és hidrológiai alkalmazáson kívül nagyon fontos alkalmazási terület a légtömegek átalakulását leíró vizsgálatok. Ezek során a cPM-nek mPM-mé átalakulását vizsgálták és egyszerűsítő feltételek bevezetése után a

$$\partial\Theta/\partial x = (K/\bar{u})\,(\partial^2\Theta/\partial z^2) \tag{3.4}$$

típusú feladatot kell megoldani, ahol $\bar{u}$ az átlagos szélsebességet, K a turbulens diffúziós együtthatót, Θ pedig a potenciális hőmérsékletet jelenti. Ha feltételezzük K állandóságát és ésszerű határfeltételt teszünk, a feladat megoldható és a relatív átalakulás az idő és távolság függvényében felírható.

Az előző részben definiált geosztrofikus ellenállási együttható meghatározása alapvető feladat, mivel számos formulában szerepel paraméterként, így a latens és szenzibilis hőáramra vonatkozó vizsgálatok esetében is. Amint láttuk, a C_g ellenállási tényező profil mérések birtokában meghatározható. Természetesen a C_g meghatározására vonatkozó formulákban szereplő paramétereknek az értéke eltérő lesz a labilis, a neutrális és a stabilis PHR esetén. E paraméterek vagy modell kísérletekből határozhatók meg, vagy pedig empírikus úton.

Különös érdeklődésre tartanak számot azok az alkalmazási területek, amelyekben az antropogén hatások vizsgálatáról van szó. A légköri szennyanyag diffúziós terjedésének a modelljei nem nélkülözhetik a PHR-re vonatkozó elméletek nyújtotta stabilitási és áramlástani paramétereket. Nagyon fontos e téren a K-profilok meghatározása és ma már a lineáris profilok mellett parabolikus és egyéb profilok is ismeretesek.

A szinoptikai alkalmazás terén a mezo-skálájú és makro-skálájú folyamatok kölcsönös visszacsatolásának a vizsgálatait kell kiemelnünk. Különös hangsúlyt kap itt két folyamat: az áttörő konvenció hatása a PHR-re és az ageosztrofikus, vagy anizobárikus tömegáram kérdése. Az első kérdés megfordítottja is érvényes, tanulmányozandó, hogy a PHR milyen befolyást gyakorol az átütő konvekcióra. Ami a második kérdést illeti, kimutatható, hogy a PHR-ben fellépő ageosztrofikus hatások tömegdivergenciát, illetve konveregenciát hoznak létre és ez ciklonok esetén feltöltődéshez, anticiklonok esetén leépüléshez vezet, azaz fontos szinoptikai folyamatokhoz.

Nagyon fontos kérdés az általános cirkuláció és a PHR kapcsolata. Itt elsősorban a hőfelvétellel és a kinetikus energia disszipációs leépülésével kapcsolatos vizsgálatokat kell tovább fejleszteni.

Végig gondolva a PHR-re vonatkozó irodalmat és a leírt eredményeket, azt mondhatjuk, hogy a légkör ezen fontos részére vonatkozó ismereteink egyre bővülnek és pontosabbak lesznek. Meg kell azt is állapítanunk, hogy ezek a vizsgálatok és vizsgálati módszerek nem lezártak, hanem intenzív fejlődés előtt állnak. Ebbe a munkába a hazai kutatásoknak is be kell kapcsolódnia, illetve fokozni kell a részvétel intenzitását. Erre minden feltétel adva van, hiszen hazánkban három mérőtorony is működik. A további teendő az, hogy szorgalmazzuk e téren a szaktanulmányok, összefoglaló művek és disszertációk írását.

IRODALOM

Batchelor, G. K., 1953: The theory of homogenous turbulence. Cambridge Univ. Press England, 197.

Carson, D. J., 1973: The development of a dry inversioncapped unstable boundary layer. *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 99*, 450–467.

Counihan, J., 1975: Adiabatic atmospheric boundary layer: a rewiew and analysis of data from the period 1880–1972. *Atmosph. Environment 9*, 871–905.

Cramer, H. E. and *Record, F. A.*, 1955: Power spectra of the eddy velocity component. *J. Meteor. 12*, 146–151.

Deagle, Y., 1974: A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc. 100*, 351–364.

Deardorff, J. W., 1974: Three-dimensional numerical study of turbulence in an entraining mixed layer. *Boundary-Layer Meteor. J.*, 199–226.

Dési, F. és *Rákóczi, F.*, 1970: *A légkör dinamikája*. Tankönyvkiadó, Budapest.

Ekman, V. W., 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Arkiv. Mat. Astron. Fys. 11*, 1–52.

Endrődi, G., 1980: A felszínközeli 30 méteres légréteg fizikai állapotának néhány jellemzője. *Időjárás 84*, 31–42.

Götz, G. és *Rákóczi, F.*, 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*. Tankönyvkiadó, Budapest.

Haltiner, G. J. and *Martin, F. L.*, 1957: *Dynamical and physical meteorology*. Mc Grow Hill and Co., New York, Toronto and London.

Kolmogorov, A. N., 1941: The local structure of turbulence in the incompressibile viscous fluid for very large Reynold's number. *Compt. Red. Akad. Nauk. S.S.S.R. 30*, 301–305.

Lumley, J. L. and *Panofsky, H. A.*, 1964: *The structure of atmospheric turbulence*. Interscience-Wiley. New York.

Malkus, J. S., 1962: Large-scale interaction. In *The See.* (ed.: *M. N. Hill)*, 88–294.

Mc Bean (red.), 1979: The planetary boundary layer. *WMO Techn. Note* N0 *165*.

Monin, A. S., 1970: The atmospheric boundary layer. *Ann. Rev. Fluide Mech. 2*, 225–250.
Monin, A. S. and *Zilitinkevich, S. S.*, 1974: Similarity theory and resistance laws for the planetary boundary layer. *Boundary Layer Meteorology 7*, 391–397.
de Moor, G., 1975: La turbulence dans la couche limite atmospheric, 1ère parti, parametrisation des flux turbulents. *La Météorologie 6*, 107–124.
de Moor, G. et *André, J. C.*, 1975: La turbulence dans la couche limite atmosphérique, 2ème partie, modelisation de la couche limite. *La Météor. 6*, 179–195.
Oke, T. R. and *Maxwell, G. B.*, 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atm. Environment 9*, 191–200.
Panofsky, H. A. and *Mc Cormick, R. A.*, 1954: Properties of spectra of atmospheric turbulence at 100 m. *Quart. Meteor. Soc. 80*, 546–564.
Panofsky, H. A., Tennekes, H., Lenschov, D. H. and *Wyngaard, J. C.*, 1977: The characteristics of turbulent velocity component in the surface layer under convective conditions. *Boundary Layer Meteor. 11*, 355–361.
Pristley, C. H. B., 1962: The width-height ratio of large convection cells. *Tellus 14*, 123–125.
Probáld, F., 1974: *Budapest városklímája*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
Riehl, H., Yeh, T. C., Malkus, J. S. and *La Seur, N. E.*, 1951: The North-east trade of Pacific Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 77*, 598–626.
Rossby, C. G., 1932: A generalisation of the theory of the mixing lenght with applications to atmospheric and oceanic turbulence. *Meteor. Pap. Mass. Inst. Techn. 1*, 5–36.
Rossby, C. G. and *Montgomery, L.*, 1935. The layer of frictional influence in wind and ocean. *Pap. Phys. Ocean. Met. Mass. Inst. Techn. 3*, 1–101.
Schneider–Carius, K., 1953: *Die Grundschicht der Atmosphäre*. AVG, Leipzig.
Taylor, G. J., 1915: Eddy motion in the atmosphere. *Phil. Trans. Roy. Soc. A 215*, 1–26.
Tennekes, H. and *Lumley, J. L.*, 1972: A first cours on turbulence. *MIT. Press. Cambridge Mass.*, 300.
Tennekes, H., 1974: The atmospheric boundary layer. *Phys. Today. 27*.
Van Mieghem, 1973: *Atmospheric energetics*. Clarendon Press, Oxford.
Wyngaard, J. C., 1973: On surface layer turbulence. In *Workshop on Micrometeorology* (ed.: *D. A. Hanger)*, AMS. Boston, 101–149.
Wippermann, F., 1973: The planetary boundary layer of the atmosphere. *Ann. Meteor* (Neue Folge) *7*, 346.
Zilitinkevich, S. S., 1967; Matematical modelling of the interaction between the atmosphere and ocean in viscosus layer. *JAMA-Symp.*, Schwitzerland, 18.
Zilitinkevich, S. S. and *Deardorff, J. W.*, 1974: Similarity theory for the planetary boundary layer of time-dependent hight. *J. Atmosph. Sci. 31*, 1449–1452.
Zilitinkevich, S. S. and *Monin, A. S.*, 1974: The similarity theory for the boundary layer of the atmosphere. *Dokl. Acad. Sci. USSR. 216*, 536–539.
Yaglom, A. M., 1977: Comments on wind and temperature flux-profil relationships. *Boundary Layer Meteor. 11*, 89–102.
Лайхтман, Д. Л. 1976: Динамическая метеорология. Ленинград.
Казанский, А. Б. — *Монин, А. С.* 1960; О турбулентном режиме приземного слоя воздуха. Изв. АН СССР № I. стр. 165-168.
Расторгуева, Г. Л. 1974: Характеристика метеорологи ческого режима приземного воздуха за певиод экспедиции в Запоржбе. Труды ГГО вып. 332. стр. 17-32.

IRODALOM

ENGLAND, J. – ULBRICHT, H.: **Flugmeteorologie.** VEB Verlag für Verkehrswesen Berlin 1980. 403 oldal, 342 ábra, 51 táblázat, 32 melléklet.

A világszerte növekedő légiforgalom következtében fellépő élénk érdeklődés arra indította az NDK közlekedési kérdésekkel foglalkozó kiadóját, hogy a repülési kézikönyvek sorozatában, a család kilencedik tagjaként, repülésmeteorológiai szakmunkát jelentessen meg. A felkért szerzőknek nem könnyű feladatot kellett megoldani: könyvüket a meteorológusok, a hajózók, technikusi képesítésű és az amatőr repülők számára kellett vonzóvá és tanulságossá tenni. Ilyen széles körű olvasótábor buktatókat és csapdákat is jelent, hiszen az egyik olvasó számára túlmagyarázás lehet az, amely a másik olvasónál alapismereteket jelent. A szerzők dicséretére vall, hogy könyvükben nagyrészt elkerülték a csapdákat és kivédték a buktatókat.

Ami a könyv általános hangvételét illeti, sokszor oldalakon keresztül az az érzésünk, hogy nem speciális, hanem általános meteorológiai ismeretekről olvasunk, de hamarosan rájövünk, hogy már el is érkeztünk a ki sem mondott célhoz, ahhoz, hogy a tárgyalt jelenségnek mi a repülésmeteorológiai vonatkozása.

Ebből a szemléletből fakadóan a 13 fejezetre tagolt könyv lényegében a légköri folyamatok és a repülés kapcsolatának az interpretálása. A légkör állapotát és felépítését leíró fejezet, a meteorológiai alapelemeket tárgyaló rész és a légmozgásokkal foglalkozó oldalak terjedelme a fontosságuknak megfelelő. Megismerjük e fejezetekből az alapfogalmakat, de különösen a légmozgások című fejezetben olyan modern tudnivalók birtokába is jutunk, mint például a mesterséges felhőképek és lee-hullámok kapcsolata. A víz a légkörben, valamint a hőmérsékleti rétegződés című fejezetek nemcsak a stabilitási kritériumot taglalják, hanem a repülés számára annyira fontos alapréteg *(Grundschicht)* egyes típusait is.

A felhőkkel, a ködök és a csapadékkal foglalkozó 6. fejezet, továbbá a látástávolságot taglaló 7. fejezet – véleményünk szerint – túlságosan rövidre szabott. Az lehet csak a mentség hogy e fontos fogalmak repülési vonatkozásai még a későbbiek során is előtérbe kerülnek. A szárzási folyamatoknak szentelt 8. fejezet rövidre fogott bár, de kielégítő részletességgel írja le a kitűzött témát.

Nagyon nagy terjedelmű a szinoptikával foglalkozó rész. E fejezeten belül kerül sor a nyomási centrumokkal foglalkozó ismeretek bemutatásán kívül a klimatológiai problémák tárgyalására is. A repülési vonatkozások a *jet streamok* (poláris-, szubpoláris-, alacsonyszintű jet) tárgyalásánál a legszembetűnőbbek, de a különböző fronttípusok tárgyalása, vagy a trópusi ciklonok bemutatása is repülésmeteorológiai szempontból történik. Ha e fejezet minden címszavát el akarnánk sorolni, tulajdonképpen a szinoptikus meteorológiai enciklopédia címszavait sorolnánk fel. A széles körű, majdnem mindenre kiterjedő tárgyalásmódnak a tömörség a legfőbb erénye.

A 11. fejezet a meteorológiai veszélyekkel foglalkozik. A jegesedés jelenségét nagyon részletesen, felhőtípusokra felbontva tárgyalják a szerzők, de kitérnek a csapadékban fellépő jegedésre is. E fejezeten belül kerül sor a turbulencia és a repülés kölcsönös viszonyának tárgyalására, különbséget téve a súrlódás okozta és a termikus természetű turbulencia között, egyben rámutatva az orográfikus és dinamikus turbulenciát okozó folyamatokra. A turbulencia mellett a zivatarok repülést gátló hatásaival is behatóan foglalkozik a könyv, még éghajlati tekintetben is: bemutatja a zivatartevékenység térképeit mind a két féltekére vonatkozóan. Minden veszélyt jelentő elem esetén kitérnek a szerzők az elhárításukat elősegítő meteorológiai tanácsok összefoglalására is.

A speciális repülési feltételek című fejezet a vitorlázó repülőknek, az alacsony szinten navigálóknak és a sztratoszféra repülőknek szól. E fejezeten belül kerül sor néhány szóval a közepes földrajzi szélességektől eltérő szélességeken történő repülési feltételek ismertetésére is.

Az utolsó, 13. fejezet, teljesen a gyakorlat számára íródott. Itt kerülnek bemutatásra a repülés biztonságát szolgáló globális megfigyelési és globális kutatási programok. Itt találjuk a repülőmeteorológiai időjárási szolgálatok tevékenységének ismertetését, a távközlési rendszer bemutatását. Ez a fejezet tartalmazza a kódok felépítését és a dekódolási eljárások ismertetését. Itt mutatják be a szerzők a repülőtereken rendszeresített térképek, űrlapok, segédletek fölépítési vázlatait, vagyis olyan gyakorlati tudnivalókat foglalnak össze, amelyek nélkülözhetetlenek a repülőtéren szolgálatot teljesítő meteorológiusok, repülőirányítók és hajózók számára.

A könyv olvasását azzal a jó érzéssel fejezhetjük be, hogy a meteorológiai szakirodalom ismét egy gyakorlat számára is hasznos könyvvel gazdagodott. A számos ábrát és táblázatot bemutató könyv nagyon szemléletessé tudta tenni velük mondanivalóját. A dícséretes célkitűzésű könyv jó ismeretterjesztési anyag is, de olvasása magasabb szintű meteorológiai tanfolyam elvégzését tételezi föl.

Rákóczi Ferenc

SZEPESI D., POPOVICS M. és FEKETE K.: **A légköri kén nagytávolságú transzmissziója.** Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai LII., Budapest 1982. 125 oldal, 17 ábra, 25 táblázat, 117 irodalmi hivatkozás, 5 oldalas angol nyelvű összefoglaló.

A levegőbe kerülő szennyezőanyagok hatásai közvetlenül a források környezetében a legszembetűnőbbek. Igy nem véletlen, hogy a levegő tisztaságának védelmére irányuló erőfeszítések először a lokális légszennyeződés leküzdésére irányulnak. Az utóbbi időben azonban egyre nyilvánvalóbbá vált, hogy a légszennyeződés káros következményei a forrásoktól távol is kimutathatók, azaz kiderült, hogy a nagyobb léptékű, más szóhasználattal háttérszennyeződéssel is foglalkoznunk kell. A háttérszennyeződés oka az, hogy a legtöbb komponens légköri tartózkodási ideje hosszabb, mint a források vízszintes kiterjedésének és a szél közepes sebességének arányából adódó idő. Továbbá a légköri nyomanyagok tartózkodási idejét is figyelembe kell vennünk; meghatározott vegyület molekuláinak egy része ugyanis hosszabb ideig marad a levegőben, mint azt az átlagos tartózkodási idő alapján gondolnánk.

A nagyobb távolságra (néhány száz, esetleg ezer km) terjedő komponensek között fontos helyet foglalnak el a tüzelőanyagok kéntartalmából származó vegyületek. A kéményekből kikerülő kén-dioxid (elsődleges szennyezőanyag) a levegőben olyan kénsav, illetve szulfát aeroszol részecskékké oxidálódik (másodlagos szennyezők), amelyek tartózkodási ideje hosszabb, mint az elsődleges szennyezőé. A különbséget a kén-dioxid és az aeroszol részecskék ülepedési mechanizmusának eltérése okozza. A kén-dioxid elsősorban száraz, a részecskék főleg nedves ülepedéssel hagyják el a légkört. Ráadásul a káros hatások (a környezet savasodása, a látástávolság csökkenése stb.) is a hosszabb tartózkodási idejű másodlagos szennyezők számlájára írhatók.

Mindebből kézenfekvő, hogy a nagytávolságra eljutó kénszennyeződés problémái nem oldhatók meg adott régió — ország — keretein belül. Különösen igaz ez Európában, ahol az országok területe meglehetősen kicsi. Igy pl., ha Magyarország háttérlevegőjének minőségét, pontosabban az egyes szennyezőanyagok eredetét akarjuk megítélni, akkor olyan transzmissziós modellre van szükségünk, amely a hazai háttérkoncentrációkat az európai emisszió-mezővel (és természetesen a hazai kibocsátással) köti össze. Ezért nagy jelentőségű, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat *Szepesi* Dezső vezetésével olyan kutatásokat is végez, amelyek célja ilyen jellegű modellek kidolgozása. Jelen kötet e munka értékes fázisáról nyújt világos áttekintést.

A légköri kén nagytávolságú transzmissziójának modellezése nem könnyű feladat. Az emisszió-mezőn kívül ismernünk kell adott időszakra vonatkozóan az áramlási képet (trajektóriákat), valamint annak a rétegnek a vastagságát, amelyben a különböző anyagok elkeverednek. Még nehezebb a trajektória mentén végbemenő átalakulási és ülepedési folyamatokat matematikailag leírni. Ezek a folyamatok igen sok légköri paramétertől függnek és tulajdonképpen csak átlagértékeikről vannak mérésekre alapozott elképzeléseink. *Szepesi* és munkatársainak legnagyobb érdeme éppen az, hogy a különböző átalakulási és ülepedési mechanizmusok trajektória menti részidejét elfogadható módon figyelembe veszik, illetve, hogy a folyamatokat jellemző felezési időket a számítások és a magyar háttérszennyezettség-mérések összehasonlítása útján optimalizálják.

Természetesen, mint minden esetben, a szerzők néhány megállapítása vitatható. Ez azonban nem érinti a munka lényegét, nevezetesen azt a tényt, hogy *Szepesi Dezső, Popovics Mária* és *Fekete Katalin* olyan légköri modellt dolgoztak ki, amellyel kielégítően szimulálható a különböző távolságokban lévő hazai és külföldi forrásokból érkező kénszennyeződés.

Mészáros Ernő

KRÓNIKA

EMLÉKEZÉS BODOLAI ISTVÁNRA*

Egy előadás előre megszabott 20 perce roppant rövid idő ahhoz, hogy részletekbe menően értékelhessük bárki életútját, tudományos és közéleti tevékenységét. Jószerével még arra sem elegendő, hogy tőmondatokban és címszavakban — minden értékelést mellőzve — felsoroljuk a munkásságát jellemző legfőbb eredményeket, tevékenységeket. Különösen akkor vagyunk nehéz helyzetben, ha olyan termékeny kutatóról és feladatokban mindig bővelkedő szakemberről emlékezünk meg, mint amilyen *Bodolai István* volt. Kutatói és kutatásszervezői tevékenységének ismertetését az sem könnyíti, hogy nem adatott meg számára életművének befejezése, lezárása.

Bodolai István 40 évvel ezelőtt, 1942-ben lépett a Meteorológiai Intézet kötelékébe, — ekkor 19 éves volt. Az itt kapott állami viszontszolgálati ösztöndíj segítségével beirakozott a budapesti Tudományegyetem matematika-fizika tanári szakára. Az ösztöndíjért cserében szinoptikus észlelést végzett az intézetben, mint előtte és utána annyian mások, nagy karriert befutó meteorológusok. Az időjárási folyamatok tudatos és hivatásszerű nyomonkövetése közrejátszott abban, hogy érdeklődése később az időjárási folyamatok szinoptikai vizsgálatához vezetett.

A háborús események félbeszakították ugyan egyetemi tanulmányait, de a négy évnyi kényszer szünetben a háromévi hadifogság hozzásegítette az orosz nyelv elsajátításához, amit a későbbi években ugyancsak előnyösen fel tudott használni munkájában. Az egyetem befejezése után hamarosan — a meteorológia tudományterületén az első levelező aspiráns lett és már 1954-ben elnyeri a „fizikai tudományok kandidátusa" fokozatot. Disszertációjának témája a konvektív zivatarok aerológiai-szinoptikai vizsgálata. Éles kritikának veti alá az ún. légtömegelemző módszert, ami különösen a zivatarkeletkezés szinoptikai feltételeire nem tudott kielégítő választ adni. Részletesen kifejtette, majd esettanulmányokon keresztül bemutatta, hogy melyek a zivatarkeletkezés legfőbb szinoptikai, aerológiai és helyi feltételei.

*Az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának kibővitett ülésén, 1982. április 7-én elhangzott előadás

Munkásságának egyik legaktívabb szakasza az ötvenes évek elejére esett. Az aspirantúra mellett részt vett *Hromov* Szinoptikus meteorológiájának fordításában, majd *Bacsurina* és *Turketti:* A légköri frontok keletkezésének feltételei c. könyvét fordította le. Ezt követően — ugyancsak szovjet irodalmi források alapján — megírta „Az advektiv-dinamikus analízis elméleti és gyakorlati alapelvei" c. munkát, amelyben a légnyomásváltozás *Kibel* által kifejlesztett hidrodinamikai elméletét közérthető formában tárta a hazai meteorológius társadalom elé.

E tevékenységével nagyon nagy mértékben hozzájárult ahhoz, hogy a jobbára német szakirodalmat ismerő, azon felnövekedett elméleti meteorológusok és szinoptikusok egy addig alig ismert, és a nyelvi nehézségek miatt hozzáférhetetlen dinamikus és szinoptikus meteorológiai iskolával közelebbről megismerkedhessenek.

Az ötvenes évek második felétől kezdve figyelmét egyre inkább a markáns időjárásváltozást hordozó légköri rendszerek, a frontok felé fordította. Felhasználva *Djubjuk*-nak a frontális feláramlásokra vonatkozó elméleti vizsgálatait, kísérletet tett előbb a hideg, majd a meleg frontok átvonulásakor várható csapadék számszerű előrejelzésére. Kimutatta, hogy a hideg frontok csapadékának kialakításában a frontális súrlódásból származó emelés játssza a főszerepet, meleg frontok esetében viszont a vergenciális emelés a döntő. Egy későbbi vizsgálata — amelyet *Bodolainé*val együtt végzett — mozgó frontok csapadékhozamával foglalkozott (1962). A korábbi megállapításaihoz ez a kísérlet még egy fontos tényezőt hozzátett: a frontoknak saját cirkulációs rendszerük van, és ennek szerepe a csapadék kialakításában egyáltalán nem elhanyagolandó.

Az okklúziós frontok mentén végzett csapadék számításikísérletek (1963) után 1964-ben önálló kötetben jelenik meg a frontális csapadékok mennyiségi meghatározására szolgáló szinoptikus vizsgálati módszer. Érdemes e kötet bevezető részéből néhány mondatot idézni, mert amit a szerzők egy évszázad tudományos fejlődéséről írnak, ugyanez — természetesen kisebb időléptékben — érvényes Bodolai csapadékszinoptikai vizsgálataira is:

„A ma már erősen meggyarapodott ismeretek birtokában igen tanulságos a csapadékfolyamatokról alkotott szinoptikai fogalmak tanulmányozása, mert világosan tükröződik bennük a tudományos gondolat fejlődésének útja, a minőségi fenomenológiai tartalomtól a jelenség lényegét feltáró konkrét és részletes ismeretekig. Ugyanakkor láthatjuk azt az óriási erőfeszítést, amelyet a szinoptika úttörőitől kezdve napjainkig e tudományág művelői tettek a probléma megoldása érdekében."

A hatvanas évek közepétől Bodolai István figyelmét egyre inkább a kisebb tér- és időbeli skálájú folyamatokra irányította. Ennek kettős indítéka lehetett. Egyrészt a korábbi frontvizsgálatai és a frontális csapadékok előrejelzése során tapasztalta, hogy a szinoptikus méretűnél kisebb nagyságrendű folyamatok is milyen jelentősen befolyásolják a lehulló csapadék mennyiségét. Másrészt, egyre sűrgetőbbé vált a mezoskálájú veszélyes időjárási jelenségek előrejelzésének igénye. Ez utóbbi témában rajta kívül felesége, *Bodolainé Jakus Emma* és *Götz Gusztáv* vett elsősorban részt. Hőn óhajtott terve volt, de sajnos sohasem valósult meg az, hogy néhány hidegfront magyarországi átvonulását 1 – 2 óránkénti gyakoriságú rádiószondás mérésekkel kövessük nyomon. Ezáltal talán lehetővé vált volna a frontok dinamikai aktivitását olyan változatossá tevő frontális mezostruktúrák gyorsabb és pontosabb felismerése, és könnyen bizonyítani vagy cáfolni lehetett volna sok reájuk vonatkozó hipotézist.

Motorja és aktív résztvevője volt a hatvanas évek közepén a balatoni viharjelzés fejlesztése terén kialakult széleskörű kutatómunkának. Érdeklődésének középpontjában ekkor a légkör stabilitását leíró paraméterek, majd az instabilitási vonalak és előrejelezhetőségük állt. Az e tárgyban folytatott kutatásainak eredményei a *Sturmwarnung am Balatonsee* c. kötet értékes részét alkotják.

Bár inkább szervezési jellegű, mégis itt térnék ki Bodolainak arra a javaslatára, amelyet közel két évtizedes szinoptikai kutatómunka után, 1968-ban vetett papírra. E javaslat bevezetőjében megállapítja, hogy a nemzeti időjárás-előrejelző centrumok jobbára spontán módon alakultak ki és fejlődtek tovább, formáikat és tevékenységi körüket nem annyira tudományos megfontolások, mint inkább a gyakorlat igényei szabták meg. Szükséges tehát az előrejelző kivitelező szervezet tudományos igényű reformja. A légköri jelenségek valamennyi skáláján végbemenő folyamatok előrejelzésére olyan funkcionálisan integrált rendszer létrehozását javasolta, amely mentes a szükségtelen átfedésektől, továbbá zavar nélkül növekedhet és fejlődhet. Bár javaslatai az elmúlt 14 év alatt teljesen nem valósultak meg, a Központi Előrejelző Intézet időjárás-analízissel és előrejelzéssel foglalkozó főosztályának jelenlegi szervezeti felépítése sok olyan vonást tartalmaz, amit annak idején ő fogalmazott meg.

A prefrontális szélerősödések okainak vizsgálatakor – kapcsolatban a balatoni viharjelzés továbbfejlesztésével – fény derült az *alacsony szintű jet*-ek létezésére. 1970-ben, amikor ezek a kutatások kezdődtek, még a nemzetközi irodalom is cleg keveset foglalkozott az alsó légrétegeknek ezzel a jelenségével. Bodolai és Bodolainé jet-vizsgálatai előbb a ciklonok meleg szektorában, majd az anticiklonok peremén sok érdekes részletet derítettek ki erről a mozgásformáról.

Bodolai István mindig érzékenyen reagált a népgazdaság különböző ágazatai részéről felmerülő meteorológiai szolgáltatási igényekre. Így volt ez akkor is, amikor az 1965-ös dunai, majd az 1970-es tiszai árvíz nyomán megkeresés érkezett szolgálatunkhoz az árvizeket kiváltó időjárási folyamatok előrejelzését illetően. Javaslatára 1973-ban Hidrometeorológiai Kutatócsoport jött létre, amely az elmúlt évtizedek árvizeinek időjárási hátterét tanulmányozva módszert dolgozott ki e veszélyes szinoptikus helyzetek előrejelzésére, sőt azóta ez a Központi Előrejelző Intézet szolgáltatásává vált.

Ezzel, tisztelt hallgatóim, tulajdonképpen elérkeztünk ahhoz a kutatási témához, amely Bodolai doktori disszertációjának, tárgyát képezi, és amiről az előző előadásban kellő áttekintést kaptunk. Így, azt hiszem, megengedhető, hogy ne bocsátkozzak ismétlésbe. Annyit mindenesetre el kell mondani, hogy a disszertáció anyaga sem egy-két év, hanem több, mint két évtizedes munka eredménye. A disszertáció, a szerző posthumus műveként *Bodolainé Jakus Emma* gondozásában „*Vertikális cirkulációk frontálzónákban*" címmel, az OMSZ Hivatalos Kiadványai LIV. köteteként megjelenik 1982-ben. Élvezet végigolvasni a függőleges légmozgásra, a frontális csapadékképződésre vonatkozó, 1955-től kezdve publikált dolgozatait, és figyelni, hogy fejlődik és finomul a frontálzónák vertikális cirkulációjának a leírása, míg végül elnyerte végleges formáját.

Bodolai István tudományos közéleti szereplését igen fiatalon kezdte. 1952 – 53 között a Magyar Meteorológiai Társaság főtitkára, 1954-től haláláig az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottságának titkára, majd elnökhelyettese. Ennek az épületnek a falai között nem kell bizonygatni, mi minden feladat hárul egy lelkiismeretes, mondhatni túlzottan lelkiismeretes tisztségviselőre. Az MTA X. osztálya és a Bizottság számára időről időre készített elemzései apró részletességgel beszámoltak a magyar meteorológiai kutatások helyzetéről, aktuális tennivalókról. E minőségében igen jó kollégiális kapcsolatot alakított ki számos társtudomány művelőivel.

A TMB munkájában mint aspiránsvezető, értekezések opponense, bírálóbizottsági titkára vett részt. Egyszóval, ahol dolgozni kellett, számítani lehetett rá.

A szocialista országok meteorológiai szolgálatainak igazgatói 1963. évi varsói konferenciájukon döntést hoztak arról, hogy a közös érdekeket szolgáló meteorológiai kutatásokat célszerű lenne koordinálni. A koordináció elveit kidolgozó és gyakorlati végrehajtását nyomonkövető munkacsoport — ismert nevén RGKNIR — első ülésére 1964-ben Budapesten került sor. Elnökéül Bodolai Istvánt választották, aki e tisztséget élete végéig betöltötte. E távolról sem könnyű és egyszerű, nagy diplomáciai érzéket, széles körű szakismeretet igénylő szerepkörében nemzetközi méretekben is megbecsült, tiszteletet vívott ki magának. Vezetése alatt az RGKNIR nyolc ülést tartott, s ezek az ülések tekinthetők bölcsőjéül olyan közös kutatásoknak, mint pl. Kelet-Európa agroklimatológiai körzetesítése, a meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének több országra kiterjedő vizsgálata stb.

1975-ben az OMSZ Tudományos Tanácsának megalakulásánál is jelen van, s kezdettől fogva annak titkára. Feladatai közé tartozott az OMSZ kutatási beszámolóinak összeállítása. Nagyon kényes volt arra, hogy mindaz, amit leír, világos, érthető és főleg tartalmas legyen. Erről tanúskodnak cikkei és azok a kutatásokról írott helyzetelemzései, amikről már korábban szó volt.

Bár az előadás címében ez nem szerepel, azt hiszem, nagy hibát követnék el, ha nem emlékeznék meg Bodolai Istvánról, az oktatóról. 1953—56 között három évfolyam meteorológus hallgatói részesülhettek abban a — túlzás nélkül mondhatjuk, hogy — ajándékban, hogy ő volt a dinamikus és a szinoptikus meteorológia előadója. Tartalmilag és formailag olyan jól felépített előadásokat tartott, hogy órái alatt senkinek sem jutott eszébe mással foglalkozni. Aspiráns évei alatt szerzett széles körű irodalmi ismereteit gyakorlott pedagógusokat felülmúló következetességgel és rutinnal adta közre. Külön élményt jelentettek az óraközi szünetek, amikor a folyosón saját kutatásairól vagy más szakmai témáról beszélt.

A 60-as, 70-es években elsősorban szinoptikai tárgyú továbbképzései vonzottak sok érdeklődőt az előadásaira. Az ELTE-n bevezetett „meteorológus II" oktatásban is részt vett, sőt az egész tanterv kialakításában nagy szerepe volt.

Nem maradhat említés nélkül az sem, hogy Bodolai István az Időjárás szerkesztő bizottságának tagjaként, 1951-től 1979-ig 28 éven át tevékenykedett, 1978-tól pedig a szerkesztő bizottság elnöke volt. Lektori tényked̈ése során mindig a javító, segítő szándék vezette, a folyóirat profiljának alakításában pedig a bölcs mérséklet.

Úgy vélem, hogy e megemlékezés Bodolai István életpályájáról méltatlanul rövid és szűkszavú volt ahhoz képest, amit ő nyújtott a magyar és a nemzetközi meteorológus társadalom számára. De ha sikerült ezzel most felkeltenem a figyelmet a fiatalabb meteorológus nemzedékben is egy olyan kutató, kutatásszervező és oktató elődjükre, akit méltán tekinthetnek példaképüknek, azt hiszem nem volt hiábavaló és eredménytelen ez a megemlékezés.

Ambrózy P.

*

LÉGSZENNYEZŐDÉS-METEOROLÓGIAI SZEMINÁRIUM

Mivel a különböző szocialista országok a legkülönfélébb számítási modelleket használják a szennyezőanyagok terjedésének meghatározására, ezért már hosszú ideje felmerült az igény, hogy ezeket a modelleket, a számítások eredményeit, a modelleket meghatározó paramétereket, s a modellek alkalmazhatósági körét összehasonlítsák. Ezt a feladatot látta el „A légszennyeződések terjedésének vizsgálata különböző meteorológiai feltételek esetén" című téma keretén belül szervezett szeminárium, melyet a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálata szervezett 1982. január 18—22. között a Drezda melletti Wahnsdorfban.

A szemináriumon az alábbi országok képviselői vettek részt: Csehszlovákia, Német Demokratikus Köztársaság, Magyarország, Szovjetunió. A Lengyel Hidrometeorológiai Szolgálat írásos beszámolóban küldte el összehasonlító vizsgálatainak eredményét.

A szeminárium során 10 előadás hangzott el. Az ülés első részében az összehasonlító számítások kapcsán felmerült problémákat vitatták meg a szakemberek, s az ilyen jellegű számítások folytatására és mérésekkel való összevetésére tettek javaslatot. Megállapították, hogy a jövőben a különböző országokban használatos más típusú légszennyeződési modellek esetén is célszerű lenne összehasonlító számításokat végezni.

A program második részében értékes előadásokat tartottak a légszennyeződés-meteorológia témájából. Így lehetőség nyílt arra, hogy megismerkedjünk az NDK-ban működő levegőtisztaságvédelmi rendszer munkájával, s az aktuális kutatásokkal. A delegátusok beszámoltak a hazájukban alkalmazott módszerekről, mérésekről s a szennyezőanyagok terjedésének modellezése terén adódó újabb feladataikról.

Köszönet illeti a vendéglátó német meteorológiai szolgálatot a szeminárium sikeres lebonyolításáért.

T. Szabó Éva

A WMO KLIMATOLÓGIAI ÉS ALKALMAZOTT METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGÁNAK VIII. ÜLÉSE WASHINGTONBAN

E technikai bizottság előző, VII. ülésekor, 1978-ban Genfben és korábban is még Commission for Special Applications of Meteorology and Climatology (CoSAMC), (a *Meteorológia és Klimatológia Speciális Alkalmazásainak Bizottsága)* néven működött. Időközben a WMO VB ülésén nevét *Commission for Climatology and Applied Meteorology* (CCAM) névre változtatták.

A technikai bizottságok üléseire rendszerint négy évenként kerül sor, az államok hivatalos képviselői a szakértők, rapportőrök mindig beszámolnak a hozzájuk tartozó tudományterületen az elmúlt négy évben elért eredményekről, kitűzik az elkövetkező négy évre a célokat, sor kerül tisztújításra.

E bizottságok ülései iránymutatást adnak a közeljövőben végzendő legfontosabb, prioritást élvező témák tekintetében, ezért a tagországok élénk figyelemmel kísérik az itt hozott határozatokat, lezajlott vitákat.

A CCAM VIII. ülését Washingtonban 1982. április 19—30 között, a külügyminisztérium nagy konferenciatermében tartották, 46 ország (6 szocialista) és 6 nemzetközi szervezet 82 delegátusa részvételével.

Magyarországot *Szepesi Dezső*, az OMSZ Környezetvédelmi Osztályának vezetője képviselte. Valamennyi delegáció kormánymegbízólevelét az ülés egyhangúan elfogadta. Az ülés programjáról történésük sorrendjében számolunk be. A jelölő bizottságok megválasztása és az egyeztető megbeszélések után került sor a beszámolókra, a vezetőségválasztásra, a jövőbeni üléstervezet összeállítására, az egyes témakörökben határozatok hozatalára, s végül a jövőbeli feladatok meghatározására.

Magyar beszámoló az ülésen

Mivel a megelőző ülés a légszennyeződés meteorológiai rapportőrévé 4 évre Szepesi Dezsőt választotta meg, az elmúlt időszak munkájáról a rapportőr írásban és az ülésen szóban is beszámolt. A végzett munkáról szóló jelentését a bizottság elfogadta és újabb 4 évre ezúttal harmadszor, a rapportőri feladatokkal a korábbi magyar szakértőt bízta meg. A rapportőr jelentése Technical Note formájában a Világszervezet hivatalos kiadványaként még ebben az évben megjelenik.

Vezetőségválasztás

Az elkövetkezendő 4 évre a bizottság új elnöke *J. Rasmussen* (USA), helyettes elnöke *W. J. Maunder* (Új-zéland) lett.

Munkacsoport vezetők: Adatkezelés: *A. Shumbera* (USA), Városklíma: *R. Taesler* (Svédország) lett.

Rapportőrök: Technikai szabványok: *L. Olsson* (Svédország), Energia: *D. McKay* (Kanada), Légszennyeződés: *Szepesi D.*, Aeroklimatológia: *A. J. Voskresenski* (SZU), Éghajlati térképek: *A. Hayrulin* (SZU), Alkalmazott klimatológiai térképek: *K. Hadeen* (USA), Távérzékelés: *A. Pakhomov* (SZU), Gazdaságossági tervezés: *J. Houk* (USA), Turizmus: *H. J. Swantes* (NSZK), Biometeorológia: *A. Hentschel* (NDK), Oktatás: *D. W. Phillips* (Kanada), Szállítás: *J. Bedel* (Franciaország), Statisztikai módszerek: *R. Sneyers* (Belgium) és Urbanizáció: *I. Galindo* (Mexikó) lett.

Tervezett ülések

Nemzetközi összejövetelt javasolt a konferencia a következő tárgykörökben: Műholdmeteorológia alkalmazása, a klimatológia és alkalmazott meteorológia gazdaságossági aspektusai, város-klimatológia, statisztikus módszerek, és humán biometeorológia.

Megállapodások, határozatok a különböző témakörökben

A Klimatológia és Alkalmazott Meteorológia Bizottsága az egyes témakörökben részletes megvitatás után, a következőket állapította meg, ill. határozta el:

Éghajlati atlaszok: A klimatológiai quide második kiadásának előkészítésénél célszerű az Afrika éghajlati atlaszának szerkesztésénél szerzett tapasztalatok figyelembevétele.

Ázsia éghajlati atlaszát (hőmérséklet és csapadék térképet) a Szovjetunió UNEP támogatással publikálta.

A jövőben a WMO prioritást ad a regionális éghajlati atlaszok előkészítésének és publikálásának.

Alkalmazott klimatológiai térképek: A korábbi rapportőr *H. Shirmer* (NSZK) javaslatot készített az alkalmazott klimatológiai térképek készítésének következő szempontjaira: adatgyűjtés módszere, javasolt időtartam, térkép mérete, alkalmazás területe, bemutatott meteorológiai elem mértékegysége. A javaslatot a WMO a tagországoknak véleményezésre megküldi. Ennek értékelése alapján javaslatot tesznek az alkalmazott klimatológiai térképek készítésének egységes módszerére.

Matematikai, statisztikai és más objektív módszerek alkalmazása a klimatológiában: A munkacsoportban *P. F. Abbot* (Egyesült Királyság) a hosszúsorozatú éghajlati adatok minőségének ellenőrzéséről és *H. van Coon* (Egyesült Államok) az egyes éghajlati elemek globális és területi értékeinek meghatározásáról tanulmányokat készítettek, melyek WMO Technical Note formájában kerülnek publikálásra.

Építészeti klimatológia, városklimatológia: A bizottság a két tudomány területén folytatandó tevékenységet a következőképpen deffiniálta:

Építészeti klimatológia az éghajlattan azon

tudományága, melyet az épületek és szerkezetek tervezéséhez, építéséhez, működtetéséhez és fenntartásához alkalmaznak, az épületek és meteorológiai környezetük közötti kölcsönhatást, valamint az épületeken belüli és kívüli klíma összefüggését írja le.

Városklimatológia az éghajlattan azon tudományága, mely az éghajlat és a beépített városi környezet egymásrahatásával foglalkozik.

Az éghajlattan településekre vonatkozó gyakorlati alkalmazásánál két fő kérdés fogalmazható meg:

- hogyan és milyen eszközökkel lehetséges az éghajlat hatását településeken módosítani,
- milyen lehetőség van az éghajlat módosítására.

Az építészeti meteorológia tárgyköréből még 1982-ben Technical Note jelenik meg.

A bizottság állásfoglalása szerint hasznos lenne, ha a településekre vonatkozó szél- és hőterhelés kritériumaira nemzetközi megegyezés születne.

Légszennyeződés meteorológia: Élénk vita alapján a rapportőr feladatát a további 4 évre a bizottság a következőkben határozta meg:

a) Javaslattétel ill. munkaértekezlet szervezése a légszennyezettség–számítás módszereinek és paramétereinek szabványosításához vezető lépésekre.

b) a légszennyezettség meteorológiai információinak előkészítése az Alkalmazott Éghajlattan Referencia Rendszerére (AÉRR angolul CARS),

c) levegőminőségi modellek kérdőíves felmérésére küldött válaszok további értékelése és az eredmények előkészítése az AÉRR-be,

d) részvétel a WMO BAPMON hálózatából származó csapadék-kémiai adatok kétévenkénti értékelésében (beleértve a csapadék savasságának vizsgálatát),

e) együttműködés a Végrehajtó Bizottság Környezetszennyezési Panel-jével.

Szállítási meteorológia: A gyors információ egyrészt jelentősen növeli a szállítmány biztonságát, emberi életet menthet meg, másrészt gazdasági hasznot eredményez a szállítási rendszer tervezése, kiépítése és működtetése. Gyors információ szolgáltatása rádión és televízión sok országban jelentős sikert hozott.

Humán biometeorológia: A humán biometeorológia kifejlesztése csak klimatológus, orvos, biológus, építészmérnök, továbbá az energetika, területhasznosítás, turizmus és üdülés szakértői közötti együttműködés és kölcsönös megértés alapján lehetséges.

A nemzeti meteorológiai szolgálatoknak célszerű a jövőben a humán biometeorológia kialakítására vagy fejlesztésére nagyobb hangsúlyt fordítani.

A WMO-nak és a WHO-nak együttesen kellene az ember egészsége szempontjából jelentős éghajlati változókat azonosítani, tartományukat, és relatív fontosságukat megállapítani. Ezt követné ezen klímaadatok felkutatása majd analízisük és prezentálásuk.

Bevezetés a humán biometeorológiába c. Technical Note még a 82-ik évben kiadásra kerül.

Gazdasági tervezés meteorológiai vonatkozásai. Ahhoz, hogy meteorológusokat bevonjanak a gazdasági tervezés folyamatába – a bizottság véleménye szerint – célszerű, ha a meteorológiai szolgálatok már a tervezés korai szakaszában felajánlják részvételüket, illetve az illetékes szervezeteknek tudomására hozzák a meteorológiai információ felhasználásának potenciális hasznát.

Meteorológiai műholdak információi. Műhold információ már felhasználható a klimatológiában és az éghajlat monitoringjában. Ilyen információ a tengerfelszín hőmérséklete, a hótakaróadatok, a tengerfelszínt borító jégtakaró, a légkör teljes ózonmennyisége, a csapadék területi és a felhőzet földgömbi eloszlása.

A műhold-meteorológiai adatok széles körű klimatológiai alkalmazásához hasznos lenne, ha a műholdakat működtető országok közreboscátanák a műhold adatok típusát, formáját, az alkalmazott minőségellenőrző eljárásokat, valamint, hogy honnan és hogyan nyerhetők ezen adatok.

Éghajlati adatok. A bizottság az elkövetkező időszakban felülvizsgálja a klimatológiai céllal végzett mérések pontossági követelményeit. Ezt az indokolja, hogy már működnek olcsó automatikus állomások, de tisztázásra vár, hogy méréseik megfelelő pontosságúak-e.

Az Egyesült Államokban például már 2000 olyan automatikus éghajlati állomás működik, melyek adatait (szél, levegő- és talajhőmérséklet és -nedvesség) műhold gyűjti. Egy ilyen állomás létesítésének költsége jelenleg 11 ezer dollár.

Az automatikus állomások nagyobb mennyiségű adatot nyújtanak, feldolgozásra alkalmasabb formában és hosszabb távon alacsony költség mellett, mint a hagyományos állomások.

Hasonlóképpen itt az ideje a klimatológiai állomáshálózatok sűrűségére vonatkozó követelmények felülvizsgálatának is.

A fentiek elősegítése érdekében munkacsoport foglalkozik a klimatológia következő kérdéseivel:

a) éghajlati állomások optimális sűrűségű hálózatának kritériumai (beleértve a referencia állomásokat is),

b) nemzetközi adatcserére kerülő éghajlati adatok speciális követelményei,

c) adatok minőség-ellenőrzésének kritériumai,

d) éghajlati adatbázisok kezelése, adatsorok összeállítása, archiválás stratégiája.

A bizottság javasolja, hogy a tagországok éghajlati normál-értékeiket, statisztikáikat az utóbbi 10 év adatai alapján dolgozzák át. Pél-

dául Kanada és az Egyesült Királyság minden 10 évben felújítja 30 évi normál-értékeit. Kívánatos lenne, hogy az 1952–80 közötti időszak adatai kerülnének felhasználásra. Ezt indokolja, hogy az utóbbi években nagyobb számú állomás működött, másrészt ez az időszak nem foglalja magába a II. világháború okozta adatkieséseket.

A bizottság nagyra értékelte, hogy az Egyesült Államok rendszeresen megjelenteti a World Weather Records és a Monthly Climatic Data for the World c. kiadványokat, s ez a jövőben is szándékában van. A WMO sürgetni fogja a tagországokat az adatszolgáltatásra, mert pl. Afrika és Ázsia az 1961–70, illetve valamenynyi régió az 1971–80. időszakra a World Weather Records publikálásához szükséges adatokat hiánytalanul még nem küldte meg. A bizottság egyhangúlag állást foglalt amellett, hogy a fenti kiadványokat a jövőben is feltétlenül meg kell jelentetni.

Felhívták a tagországok figyelmét arra is, hogy a CLIMAT és a CLIMAT TEMP jelentéseket – az előírásoknak megfelelően, a GTS rendszeren keresztül – az egyes hónapok első napjaiban küldjék el. Ezt a lépést az indokolja, hogy számos tagország 1982 első hónapjaiban a CLIMAT ás CLIMAT TEMP adatokat nem továbbította.

Éghajlati szabványok, quide-ok és javasolt előírások. A klimatológiai tevékenységet szabályozó előírásokat a bizottság véleménye szerint revideálni kell. Ezeknek tartalmaznia kell az éghajlati adatprogram és az alkalmazási program követelményeit. Az éghajlati tevékenységet szabályozó technikai regulációk első 6 fejezete 1983 elején jelenik meg.

A bizottság megtárgyalta prof. *H. Schirmernek* (NSZK) az éghajlati térképek rapportőrének javaslatát a ténylegesen lehetséges napfénytartam fogalmának alkalmazására. Javaslata ellenére a bizottság arra az álláspontra jutott, hogy az egyes regionális ülések maguk határozzák meg, hogy területükre milyen napfénytartam–térképet készítenek. A csillagászati, a ténylegesen lehetséges, a mért, illetve a relatív napfénytartam *Schirmer* professzor által megadott definícióját, az éghajlati tevékenységet szabályozó quide második kiadása tartalmazni fogja.

A bizottság sajnálkozását fejezte ki, hogy a technikai regulációkkal foglalkozó munkacsoport a meteorológia speciális alkalmazásainak területeire a korábbi 4 évben, semmiféle ajánlott módszert nem dolgozott ki.

Nemzeti éghajlati akció-program mátrixa

A: Helyzetfeltárás, 1982 - *B*: Fejlesztés/ember, év, költség, OMSZ keret, ill. külső forrás, 1983-1985 - *C*: Bővitett szolgáltatás, 1986-1990

Program	*A*	*B*	*C*
1. *Helyzetfeltárás* (Műszerek, állomáshálózat, adatbázis, számítógépes rendszer, felhasználói igények)	+	.	.
2. *Országos koordináció* (Szakmai kapcsolatok bővítése, ill. kialakítása, MTA, MTESZ, Éghajlati Nemzeti Célprogram Bizottság)	+	.	.
3. *Alkalmazott klimatológiai kutatás és szolgáltatás fejlesztése, módszerek szabványosítása* (Aeroklimatológia, Agroklimatológia, Humán bioklimatológia, Repülésklimatológia, Légszennyezettség klimatológia, Szállítási és Közlekedési klimatológia, Építészeti klimatológia, Városklimatológia, Gazdasági tervezés klimatológiai vonatkozásai, Energiagazdálkodás, Vízgazdálkodás, Műholdadatok klim. alkalmazása)	+	+	.
4. *Éghajlat előrejelzése*	.	+	+
5. *Észlelő és mérő hálózatok fejlesztése* (Információ igény prioritása, kapcsolódások, mért adatok pontossági követelményei, országos és speciális állomás hálózatok, műszerpark)	+	+	.
6. *Éghajlati adatbázis és számítógépes program rendszer fejlesztése* (Matematikai stat. módszerek és gépi klimatológiai módszerek, minőség-ellenőrzés, korrekció, homogenizállás, éghajlati normálok, komplex gyakoriságok, extrém értékek, alkalmazott klimatológiai térképek, adatfeldolgozó rendszer, adatbank, szolgáltató hálózat)	+	+	+

A CCAM jövőbeli feladatai

A bizottság jelenlegi elnevezése is vitára került. Megváltoztatását (Klíma Bizottságra) javasolták, azonban ezt a résztvevők nem látták indokoltnak. Ezzel szemben célszerűnek tartották a légszennyeződés témakörét e bizottság tevékenységén belül, mivel e téma alkalmazási vonatkozásai nyilvánvalók.

A bizottság *vezető szerepet* kell hogy betöltsön éghajlati adatok kezelésében és alkalmazásában:

- követelmények megállapítása, műszerek, észlelések, állomáshálózat, adatok gyűjtése, ellenőrzése, cseréje, archiválásának kérdéseiben,
- meteorológiai és éghajlattani információ alkalmazásában az energia, területhasznosítás tervezés és építés, jólléti és egészségi kérdések, turizmus, ipar és szállítás kérdéseiben,
- éghajlati adatok feldolgozása, statisztikai értékelése,
- az antropogén tevékenység hatása az éghajlatra,
- éghajlati információ alkalmazását elősegítő quide-ok készítése.

Nemzeti éghajlati program kialakítása

Az elmúlt 10—15 év szélsőséges éghajlatának hatására alakult ki az igény, mely a Világméretű Klímaprogram (VKP) létrejöttéhez vezetett.

A VKP fő célkitűzése az egyes nemzetek segítése az éghajlati információ alkalmazásában, melyek

- az éghajlat jobb megismerése,
- az éghajlat változásainak előrelátása.

Az éghajlati ismereteket az élelmiszer, a víz és az energia akcióterületein kell alkalmazni. A Világméretű Klímaprogram fő területei az alkalmazás, a hatásvizsgálat, a kutatás és az adatbázis.

Új éghajlati állomások létesítése mellett törekedni kell a meglévő állomások adatainak jobb felhasználására.

Az adatok megfelelő formában történő előállítása és a felhasználókkal kialakított szorosabb kapcsolat útján el kell érni, hogy a tevékenység tényleges igényeket elégítsen ki.

Jelenleg a klimatológiai ismeretek gazdasági döntéseknél történő felhasználása iránti igény jelentősen megnőtt, továbbá a közvélemény is nagy figyelmet szentel az éghajlatnak.

Élénk vita után a bizottság megállapodott abban, hogy időszerű lenne az éghajlati terminológiák szabványosítása.

A bizottság felhívja a tagországok figyelmét nemzeti éghajlati programok kialakítására és fejlesztésére, melyek a nemzeti, ill. nemzetközi interdiszciplináris tevékenység letéteményesei lennének, mely továbbá magába foglalná az operatív adatbázis létrehozását és az egységesített módszerek és eljárások alkalmazását.

A Meteorológiai Világszervezet fentiekben idézett felhívása alapján a magyar klimatológia fejlesztésére a 80-as évekre nemzeti éghajlati program kialakítása szükséges.

Ehhez mindenekelőtt átgondolt, a felhasználók teljes körének igényeiből kiinduló és a lehetőségeket maximálisan felhasználó, átfogó akció-program készítése az első lépés. Az akció-program mátrixát a mellékelt táblázat szemlélteti.

Szepesi D.

*

A GLOBÁLIS MEGFIGYELŐ RENDSZERREL FOGLALKOZÓ MUNKACSOPORT III. ÜLÉSE

Az Időjárási Világszolgálat megfigyelő alaprendszere jelentős mértékben különbözik ma — mondjuk — az egy évtizeddel ezelőttitől. A bekövetkezett technikai fejlődés és a korszerű eszközök tömeges alkalmazása a megfigyelő alaprendszer kérdéseinek a korábbitól egészen eltérő — egyre nagyobb mértékben a magasszínvonalú átviteli technika és a számítógépes adatfeldolgozás módszereire támaszkodó — megközelítését teszi szükségessé. Ez a helyzet magyarázza azokat a törekvéseket, amelyek a WMO Megfigyelések és Mérések Bizottsága (CIMO) és a Meteorológiai Alaprendszerekkel foglalkozó Bizottság (CBS) szorosabb együttműködésére irányulnak és amelyek szervezeti módosulást is eredményezhetnek a jövőben.

Az új és általában költséges megfigyelő és mérőeszközök óriási tömegű információt biztosítanak, melyeket hasonlóképpen költséges számítógépek dolgoznak fel a felhasználók igényei szerint. A sokféle és bonyolult berendezés zavarmentes, fejlett műszaki hátteret, szervezett alkatrész-utánpótlást és szervizelést igényel. Az új megfigyelési technika nyújtotta információ drága, márpedig érthető és általános kívánsága a társadalomnak az olcsó adat. Csak igen kevés, technikailag fejlett ország képes az adatoknak a gazdaságosságot megközelítő széles körű felhasználására. Mindezen ellentmondások közepette nagyfokú bizonytalanság van a tekintetben, hogy az új eszközök nyújtotta adatok milyen mértékben azonosak az eddig általánosan használtakkal, és nehézségeink vannak egyértelmű interpretálásukat illetően is.

A megfigyelő alaprendszernek ezek a súlyos központi kérdései szőtték át a Globális Megfigyelő Rendszer Munkacsoport legutóbbi ülésének napirendi vitáját.

A munkacsoport III. értekezlete 1981. november 2—13 között ülésezett Genfben. Az Országos Meteorológiai Szolgálat részéről *Kapovits Albert*, a KMI igazgatóhelyettese, a munkacsoport tagja vett részt az értekezleten, akit egyhangúlag a munkacsoport elnökhelyettesévé választottak.

Az értekezleten részletesen foglalkoztak a repülőgépes automatikus megfigyelő rendszerekkel, az automatikus időjárási állomásokkal, sodródó bójákkal, a navigációs rendszereken alapuló magasléghköri megfigyelésekkel és a meteorológiai műholdadatok vételének és előfeldolgozásának szervezeti kérdéseivel. Megvitatták az Időjárási Világszolgálat működésének monitorizálását és a megfigyelések minőségi ellenőrzését, mely kérdések további kimunkálásával raportőrt bíztak meg.

Foglalkoztak a megfigyelő alaprendszer működését meghatározó dokumentumokkal, az Útmutatóval és a Kézikönyvvel. Megállapították, hogy az előző 1978. évi ülés óta bekövetkezett jelentős technikai fejlődés és a megfigyelő rendszer átalakulása miatt a Globális Megfigyelő Rendszer Útmutatóját teljesen át kell írni. Miközben bejelentették, hogy a Kézikönyv rövidesen megjelenik, rámutattak néhány módosítás szükségességére.

Az értekezlet talán legfontosabb napirendi pontja az Időjárási Világszolgálat integrált rendszertanulmányával foglalkozott, melynek vitájában e sorok írója aktív szerepet vállalt. A tanulmány gondolata mintegy két évvel ezelőtt merült fel és célja a jelen rendszer felülvizsgálata az új technikák és azok elterjedtsége, gazdaságossága tükrében, a hatékonyság fokozása érdekében. A kialakult elképzelések szerint a vizsgálatok eredményeinek összesítéséből következő intézkedésekre folyamatosan kerülne sor. A rendszertanulmányban önálló vizsgálatokkal számos ország vesz részt, így Magyarország is esettanulmányokkal, a Studies of such special mixes of observations as digitized radar data, satellite data and precipitation amount observations for use in detecting, analysing and tracking severe storms c. téma vizsgálatában. Ezen az értekezleten összeállították a vizsgálatok során figyelembe veendő tényezőket, véglegesítették a vizsgálatok listáját és prioritásukat, valamint kidolgozták a világméretű vizsgálatok szervezési mechanizmusát. Ezzel lényegében befejeződött a rendszertanulmány előkészítő szakasza és útjára indult az Időjárási Világszolgálat fejlesztését célzó program, mely részét képezi természetesen az 1984—1987-es időszakra vonatkozó terveknek.

A Globális Megfigyelő Rendszerrel foglalkozó Munkacsoport III. értekezletének résztvevői azzal a meggyőződéssel fejezték be munkájukat, hogy az aktivitásában, eredményességében, konkrétságában felülmúlta előző értekezletük színvonalát és megfelelt a megfigyelő alaprendszer fejlődéséből származó fokozott követelményeknek.

Kapovits A.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmaott meteorológia tárgykörébe tartozó tanulmányok publikálása. A tanulmányok új kutatási eredményeket tartalmazó beszámolók, letve adott szakterület időszerű kérdéseit sszefoglaló kritikai szemlecikkek lehetnek. A özlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes ortávolsággal gépelt kéziratok két példányban üldendők be a következő címre: **Időjárás zerkesztősége Budapest, Pf. 38. 1525**

A kéziratokat a szerkesztőbizottság lektorálatja. A lektor nevét a szerzővel nem közöljük. kéziratnak a következő formai igényeket ell kielégítenie:

Címrész: Tartalmazza a tanulmány címét, a zerző(k) nevét, munkahelyét és ez utóbbi pons címét.

Összefoglalás: Külön oldalakon, magyar és ngol nyelven, tartalmazza a kutatás célját, ódszerét és a kapott eredményeket.

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva a publikálás évét. Pl. egyetlen szerző esetén: *óna* (1909), vagy ha a szerző neve a szövegbe em illeszthető be: (*Róna*, 1909); két szerző etén: *Gamow* és *Cleveland* (1973); több szerő esetén: *Bacsó* et al., (1953). Ha adott szerzők gyanazon évben publikált több cikkére hivatozunk, akkor az évszámhoz *a*, *b* stb. betűket unk. Az irodalom felsorolása a cikk végén a erző(k) neve szerinti betűrendben történik. olyóirat esetén: szerző(k) neve, évszám, a kk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A eteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időrás 57*, 65–70. Könyv esetén: Szerző(k) ne, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. l. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and dioactivity*. Academic Press, New York and ondon.

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

Táblázatok: A táblázatokat római számssal, szövegükkel együtt, külön lapon kell ellékelni.

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

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszletdíjat és térítésmentesen 30 db különlenyoatot kapnak. Több különlenyomat a szer költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg ndelhető.

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

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

82.0150 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

300.084

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

86. ÉVF. ★ 6. SZÁM ★ 1982. NOVEMBER — DECEMBER

TARTALOM

Zahariev, V.—Spiridonov, V.: A véges elem módszer alkalmazása a mezo-meteorológiai folyamatok numerikus modellezésében (angol nyelven) 325

Várhelyi Gabriella: A légköri kénháztartás Magyarországon (angol nyelven) 333

Ács Ferenc—Mihalović T. Dragutin: A napfénytartam évi menetének harmonikus analízise 338

Szabó Éva: A hőfáklyák terjedésének numerikus modellezése 343

Mika János—Boncz József: A budapesti hőmérséklet szekuláris változásainak sztochasztikus klímamodellje 354

Takács Olga: Szórt sugárzás déli irányítású függőleges felületen 366

Irodalom 375

Krónika 381

CONTENTS

Zahariev, V.—Spiridonov, V.: Application of the finite element method in the numerical modelling of mesometeorological process (in English) 325

Várhelyi, G.: On the atmospheric sulfur budget over Hungary (in English). 333

Ács, F.—Mihailović T. Dragutin: Harmonic analysis of the annual variation of sunshine duration 338

Szabó, É.: Numerical modelling of the dispersion of heat-plumes 343

Mika, J.—Boncz, J.: A stochastic climate model of secular changes in the temperature of Budapest 354

Takács, O.: Diffuse radiation falling on souther vertical surfaces 366

Literature 375

Chronicle 381

9

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 86. ★ NO. 6. ★ NOVEMBER—DECEMBER 1982 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:
MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)
Szerkesztő – Editor:
LŐRINCZ ANNA (Budapest)

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november–december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 6. Nov–Dec. 1982. Budapest

Application of the Finite Element Method in the numerical modelling of mesometeorological processes

V. ZAHARIEV and V. SPIRIDONOV, *Institute of Hydrology and Meteorology, Sofia, Bulgaria*

A véges elem módszer alkalmazása a mezo-meteorológiai folyamatok numerikus modellezésében. A véges elem módszert (FEM) szabálytalan rácshálózat esetében célszerű alkalmazni, ennek az előnyeivel azonban nehézségek is járnak, amelyek a nem-lineáris tagok bonyolult közelítéséből erednek. E nehézségek megkerülhetők azzal a módszerrel, amelyet a jelen tanulmány ír le. A szabálytalan rácshálózatot gyakran elegendő szűkebb résztartományokban alkalmazni (például olyan résztartományban, ahol különböző rácstávolságú szabályos rácshálózatok vannak összeillesztve). Lehetségesnek tűnik így az FEM-et csak ezeken a területeken használni. A számítógép-idő megtakarítása érdekében célszerű ilyenkor a tartomány többi részében egy másik (egyszerűbb) sémát alkalmazni, amely vagy az itt leírt FEM módosításával, vagy a véges differencia módszerből nyerhető. Eredményül néhány feltétel adódott, amelyet a véges differencia módszernek, vagy a módosított FEM-nek ki kell elégítenie, ha azt a nem módosított FEM-mel kívánjuk kombinálni, nevezetesen: (a) a nemlineáris tagoknak divergens típusúaknak kell lenniök; (b) a cirkulációnak az összes résztartomány határán el kell tűnnie; (c) a véges differencia séma (vagy a módosított séma) pontosságának nem szabad kisebbnek lennie, mint az FEM pontossága.

⁂

Application of the Finite Element Method in the numerical modelling of mesometeorological processes. The Finite Element Method (FEM) can be conveniently used for irregular grids, but its advantages are accompanied by difficulties arising from the complicated approximation of the nonlinear terms. These difficulties can be overcome by means of the method proposed in this article. Often, it is sufficient to use an irregular grid only in narrow subdomains (for instance, the subdomain where regular grids with different grid-distances are stuck together). Thus it appears possible to apply FEM only there; with the purpose of saving computer time, it is preferable to use another, simpler scheme in the rest of the domain, which can be obtained by the modification of FEM presented here, or by the Finite Difference method. As a result, some conditions have been obtained which must be met by the finite difference scheme (or modified finite element scheme) if it is combined with a non modified finite element scheme, namely: (a) the nonlinear terms must be of divergent type; (b) the circulation at the boundary of each subdomain must be nullified; (c) the accuracy of the finite difference schemes (or "modified" scheme) must be not less than the accuracy of the finite element scheme.

⁂

Introduction. The *Finite Element Method* (FEM) has many advantages, which make it suitable for the solution of meteorological problems. One of the most important advantages is the possibility of using a grid with an irregular grid distance, which automatically provides conserving numerical schemes. In addition, FEM makes possible a better approximation of domains with a complicated form. Unfortunately, these advantages are accompanied by difficulties arising from the specifics of the hydrodynamical equations. One of them shows up in the construction of solenoidal basis elements. The very complicated schemes obtained as a result of the application of this method present a

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

major problem, especially in the representation of the time derivatives and nonlinear terms. That leads to great losses of computer time, mainly in the case of three-dimensional problems.

In the present publication an approach is outlined for the overcoming of the mentioned difficulties in the solution of a variant of the local forecast problem; at the same time, the obtained results are valid for a wide spectrum of problems. A description of the approach is the following.

Necessarily, we devide the domain, where the system of equations is to be solved in subdomain. In every subdomain the grid is regular, but for the different subdomains the grid distance can be varied. In the present publication the conditions are discussed which secure a simplification of the scheme obtained through FEM in the interior of every subdomain. Besides, the simplified scheme is compatible with the initial one in the following sense.

Let the simplified scheme be applied to an arbitrary part of any subdomain which means that in one part of every subdomain the computations are carried out after the simplified scheme, and in the other according to the initial one. The resulting scheme-conglomerate is also conserving and equivalent to the scheme with finite elements in the sense of approximation order and convergence towards the continuous solution.

In this way the unsimplified (initial) scheme, obtained through FEM is applied only at the boundary of the above mentioned subdomains, while in the interior it is effective to apply simplified schemes, which means that the schemes of FEM are used for connecting the separate subdomains.

In the present work a particular realization of FEM is presented and its appropriate simplified scheme is obtained.

1. Problem formulation

A variant of the generalized form of the problem, obtained by *Zahariev* and *Spiridonov* (1978) is used in this article. Both the existence and the uniqueness of this variant result from the theorem proved by the authors mentioned:

$$\int_\Omega \frac{\partial u}{\partial t} \cdot v dx + \int_\Omega \nabla u \cdot \nabla v dx = \int_\Omega [(u \cdot \nabla) v] \cdot u dx + R \int_\Omega T v \cdot \vec{S} dx + \int_\Omega \nabla p \cdot v dx,$$

$$\vec{S}: (0,0,1); \; dx = dx_1 \, dx_2 \, dx_3, \tag{1}$$

$$\int_\Omega \frac{\partial T}{\partial t} Q dx + \int_\Omega \nabla T \cdot \nabla Q dx = \int_\Omega T u \cdot \nabla Q dx + \int_\Omega u^{(3)} Q \frac{d\alpha}{dx_3} dx,$$

where u, T and p are dimensionless disturbances of velocity, temperature and pressure respectively, R is the Rayleigh number and the rest of the symbols are analogous to those in the work of *Zaharier* and *Spiridonov* (1978).

We shall call u, T and p a generalized solution of (1) in case the following conditions hold:

(i) u, T and p together with their derivatives are integrable up to the fourth degree.

(ii) The system (1) holds identically for all finite and differentiable $v \in \vec{W}_2^1(\Omega)$ and $Q \in W_2^1(\Omega)$, which we shall call "test functions". (The arrow

means that we deal with a space of vector functions. In the following we shall omit it).

(iii) $div\, u = 0$.

(iv) u and T satisfy the boundary conditions $u|_\gamma = 0$ and $T|_\gamma = 0$.

(v) u and T satisfy the initial conditions $u = u_0$; $T = T_0$

(vi) we suppose that the solution is limited: There exist constans C' and C'', such that the following inequalities hold: $\|u\|_{L4} \leq C'$; $\|T\|_{L4} \leq C''$.

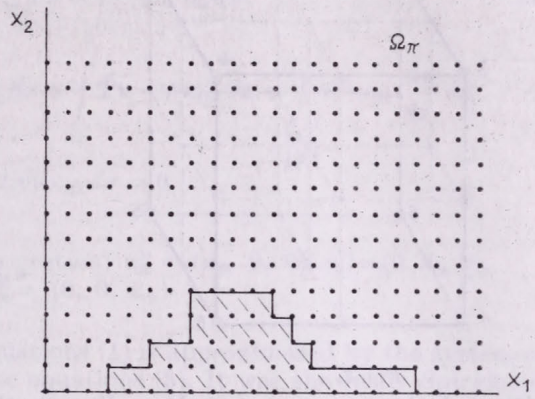


Fig. 1.

Thus, we apply FEM to the convective problems, u and T are disturbances which are nullified at the boundary of the domain Ω. This simpification does not violate the validity of the estults represented here.

2. Finite Element Method

The finite element approximation applied by us to a uniform grid consists of the following. Let us assume that the bounded three-dimensional domain Ω, where the function $F(x_1, x_2, x_3; t)$ is defined, is exactly triangulated by a egular grid with a grid distance h. We shall supplement Ω to the smallest parrallelepiped Ω_π which embeds Ω. With these conditions there exists a sequence of regular grids with grid distances h_n, $n = 1,2,\ldots$ and $h_n \to 0$ with $n \to \infty$ which exactly triangulate Ω and Ω_π. We choose such a co-ordinate system that Ω_π lies in the first quadrant and its origin coincides with one of the vertexes. An illustration is given in *Fig. 1.* The purpose of the described procedure is to obtain a convenient system for grid-point numeration.

The grid-point at the origin of the co-ordinate system has the indices $i = 1$, $j = 1$, $k = 1$. Depending on the values of the indices, the grid-points are divided into four groups:

G – includes the grid-points with three odd or three even indices;
G_1 – for the grid-points with an odd first, and even second and third indices, and *vice versa;*
G_2 – for the grid-points with an odd second and even first and third indices, and *vice versa;*
G_3 – for the grid-points with an odd third, and even first and second indices, and *vice versa.*

At the grid points of the group G (in *Fig. 2* they are marked by a circle) the basis functions λ_{ijK} are partially linear with the value 1 at the grid-point and 0 at the boundary of the cube that is restricted by the surrounding grid-points of the same group (with a side of $2h$). At the grid-points of G_1, G_2 and G_3 the basis elements $\mu^{(1)}_{ijk}$, $\mu^{(2)}_{ijk}$ and $\mu^{(3)}_{ijk}$ are nullified at the boundary of octahedrons, which are built on the six surrounding grid-points from group G *(Fig. 3)*. These octahedrons have a shorter axis (with a length of $2h$), which is

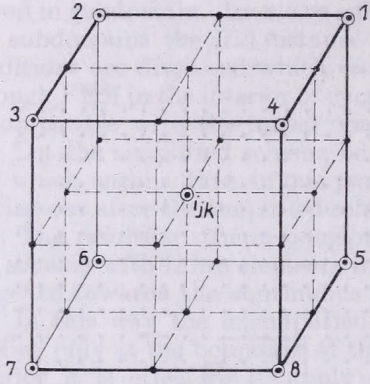


Fig. 2.

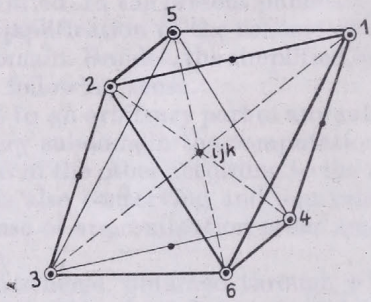


Fig. 3.

directed along x_1, x_2 or x_3, depending on the group. The finite element approximation F of the function $\widetilde{F}(x_1, x_2, x_3; t)$ in G has the following form:

$$F = \sum_{ijk \in G} \lambda_{ijk} F_{ijk}(t) + \sum_{l=1}^{3} \sum_{ijk \in G_l} \mu^{(l)}_{ijk} F^{(l)}_{ijk}(t)$$

$F^{(l)}_{ijk}(t)$ denotes the mean value of the F-values at the two grid-points from G, which are neighbouring for $ijk \in G_l$ and lie on both sides of its along x_l. Thus we obtain a more homogeneous finite element approximation $\widehat{F}$ of $F(x_1, x_2, x_3; t)$, which is to be used further on:

$$\widehat{F} = \sum_{ijk \in G} \varkappa_{ijk} F_{ijk}$$

Here $\varkappa_{ijk}$ is the superposition of λ_{ijk} and the $1/2$ multiplied basis functions $\mu^{(l)}_{ijk}$ of the surrounding grid-points of the groups $G^{(l)}$.

The following estimate of the approximation order can be obtained *(Spiridonov,* 1979):

$$\left(\int_\Omega (F - \widehat{F})^2 \, dx\right)^{1/2} \leq h^2 \, \Omega_*^{1/2} \, F''_{MAX} / 8, \tag{2}$$

$$\left(\int_\Omega \left(\sum_{l=1}^{3} \frac{\partial}{\partial x_l}(F - \widehat{F})\right)^2 dx\right)^{1/2} \leq \Omega_*^{1/2} F''_{MAX} \, h,$$

where Ω_* denotes the volume of Ω, F''_{MAX} denotes the maximal absolute value of the second spatial derivatives of $F(x_1, x_2, x_3; t)$; $t \in [0, t_c]$.

The finite element approximation of the considered problem is obtained by replacing all functions in (1) by their finite element representations. In this case condition (ii) is equivalent to the requirement for an identical fulfilment of (1) with only the basis being used as test functions:

$$\int_\Omega \frac{\partial \widehat{u}}{\partial t} \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + \int_\Omega \nabla \widehat{u} \cdot \nabla \nu_{ijk}^{(s)} dx = \int_\Omega [(\widehat{u} \cdot \nabla) \nu_{ijk}^{(s)}] \cdot u dx +$$

$$+ R \int_\Omega \widehat{T} \vec{s} \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + \int_\Omega \nabla \widehat{p} \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx, \tag{3}$$

$$\int_\Omega \frac{\partial \widehat{T}}{\partial t} \varkappa_{ijk} dx + \int_\Omega \nabla \widehat{T} \cdot \nabla \varkappa_{ijk} dx = \int_\Omega \widehat{T} \widehat{u} \cdot \nabla \varkappa_{ijk} dx + \int_\Omega \widehat{u}^{(3)} \varkappa_{jik} \frac{d\alpha}{dx_3} dx,$$

$$\int_\Omega div \widehat{u} \varkappa_{ijk} dx = 0.$$

Here $\nu_{ijk}^{(s)}$ $(S = 1, 2, 3)$ are the vectors: $\nu_{ijk}^{(1)} = (\varkappa_{ijk}\ 0,\ 0)$, $\nu_{ijk}^{(2)} = (0, \varkappa_{ijk}\ 0)$, $\nu_{ijk}^{(3)} = (0,\ 0,\ \varkappa_{ijk})$

In this way the system of equations (1) is approximated by the system of ordinary differential and algebraic equations (3). It was shown by *Spiridonov* (1979) that the solutionof (3) converges towards the solution of (1) in the following sense:

$$\| u - \widehat{u} \|^2_{L_2} + \| T - \widehat{T} \|^2_{L^3} \leq Ch \to 0 (h \to 0) \tag{4}$$

(c denotes a positive, bounded constant).

As mentioned above, FEM leads to a complicated representation of the nonlinear operators, especially for three-dimensional problems. That is valid for the proposed version of FEM too, although it is possibly one of the simplest. We aim at such a modification of the described method which results in considerable simplifications, simultaneously preserving the advantages of FEM (the possibility for grid compression and the obtaining of conserving schemes).

First we shall consider the nonlinear terms in (3). Let '$-$' and '$=$' mean arbitrary approximations (they may be nonfinite element approximations, but of the same order), such that the following holds:

$$\int_\Omega [(\bar{u} \cdot \nabla) \bar{\bar{v}}] \cdot \widehat{v} dx = 0,$$

$$\int_\Omega \bar{u} \cdot \nabla \bar{\bar{T}}\ \widehat{T} dx = 0. \tag{5}$$

Here $\sim$ denotes the representations by finite elements.

Besides, let T be finite, and v an arbitrary test function. It can be easily verified that the satisfaction of condition (5) garantees the convergence of the approximate solution $\widehat{u}$, $\widehat{T}$, $\widehat{p}$ towards the solution of (1) and preserves its approximation order, since the proof scheme from the publication of *Zahariev* and *Spiridonov* (1978) is not altered at all. In order to make it easier to understand, we shall describe it in brief. First, the so-called *a priori* estimate is obtained. For this purpose the approximate solution itself is used as a test func-

tion. If in (5) we replace $\bar{u}$, $\bar{v}$ and $\bar{T}$ by the corresponding finite element approximations, then it is easy to manifest its identical fulfilment. However that is exactly the form of the nonlinear terms, after using the above mentioned approximation $\tilde{u}$, $\tilde{T}$. The rest of the terms are transformed into the norms of $\tilde{u}$ and $\tilde{T}$ in L_2 and in the *Sobolev* space W_2^1. Further, it is easy to obtain the *a priori* estimate itself:

$$\|\tilde{u}\|_{L_2}^2 + \|\tilde{T}\|_{L_2}^2 \leq C_*$$

where C_* denotes a bounded constant, which depends only on the initial conions. In fact, this estimate manifests the limitation of the approximation solution. Further, using it and the limitation of the solution of (1) (condition (vi) in a generalized form) ,one can reach inequality (4). Besides, it is important that $\bar{u}$ and $\bar{T}$ satisfy (2) within the range of constant, which means that they should have the approximation order of $\tilde{u}$ and $\tilde{T}$.

Thus the following possibility is at hand:

Let us assume for the sake of a better definition of the problem that in the subdomain Ω_1 of Ω a greater precision of the solution is necessary, which is to be achieved through grid compression. Let Ω_2 be the domain where the transition from a denser to a coarser grid takes place, the latter being used in the remaining part Ω_3 of Ω. The described regular grids (formed by the grid-points of the group G) are used in Ω_1 and Ω_3. The identities (5) are written in the form:

$$\int_{\Omega_1} [(\bar{u} \cdot \nabla)\bar{v}] \cdot \tilde{v} dx + \int_{\Omega_2} [(\tilde{u} \cdot \nabla)\tilde{v}] \cdot \tilde{v} dx + \int_{\Omega_3} [(\bar{u} \cdot \nabla)\bar{v}] \cdot \tilde{v} dx = 0$$

$$\int_{\Omega_1} \tilde{T}\bar{u} \cdot \nabla \bar{T} dx + \int_{\Omega_2} \tilde{T}\tilde{u} \cdot \nabla \tilde{T} dx + \int_{\Omega_3} \tilde{T}\bar{u} \cdot \nabla \bar{T} dx = 0. \tag{5'}$$

The approximations of u and T are by finite elements (indication $\sim$) only in the domain Ω_2. Instead of (3) we have the system:

$$\int_{\Omega} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + \int_{\Omega} \nabla \tilde{u} \cdot \nabla \nu_{ijk}^{(s)} x d = -\int_{\Omega/\Omega_2} \left[\left(\tilde{u} \cdot \nabla \right) \bar{u} \right] \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx -$$

$$- \int_{\Omega_2} [(\tilde{u} \cdot \nabla)\tilde{u}] \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + R \int_{\Omega} \tilde{T}\tilde{s} \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + \int_{\Omega/\Omega_2} \nabla p \cdot \nu_{ijk}^{(s)} dx + \int_{\Omega_2} \nabla \tilde{p} \nu_{ijk}^{(s)} dx,$$

$$\int_{\Omega} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} \cdot \varkappa_{ijk} dx + \int_{\Omega} \nabla \tilde{T} \cdot \nabla \varkappa_{ijk} dx = -\int_{\Omega/\Omega_2} \varkappa_{ijk} \bar{u} \cdot \nabla \bar{T} dx - \int_{\Omega_2} \varkappa_{ijk} \tilde{u} \cdot \nabla \tilde{T} dx + \tag{6}$$

$$+ \int_{\Omega} \varkappa_{ijk} \tilde{u}^{(3)} \frac{d\alpha}{dx_3} dx,$$

$$\int_{\Omega/\Omega_2} div \bar{u} \varkappa_{ijk} dx = 0, \qquad \int_{\Omega_2} div \tilde{u} \varkappa_{ijk} dx = 0.$$

The system (6) approximates the initial system (1) under the conditions (5) and (2), and its solution converges towards the solution of (1) in the sense of inequality (4), as one can see by following the method suggested by *Spiridonov* (1979). Let the approximations "$-$" and "$=$" be such that in a regular grid the following holds:

$$B_{ijk}v^{(s)} = \frac{1}{4h^3}\int_{\Omega}\left[\left[\left(\bar{u}\cdot\nabla\right)\bar{\bar{v}}\right]\cdot v^{(s)}_{ijk}\,dx =\right.$$

$$\frac{1}{4h}\Big[(u^{(1)}_{ijk}+u^{(1)}_{i\text{-}1jk})(v^{(s)}_{ijk}-v^{(s)}_{i\text{-}1jk})+(u^{(1)}_{ijk}+u^{(1)}_{i+1jk})(v^{(s)}_{i+1jk}-v^{(s)}_{ijk}) \tag{7}$$

$$+(u^{(2)}_{ijk}+u^{(2)}_{ij\text{-}1k})(v^{(s)}_{ijk}-v^{(s)}_{ij\text{-}1k})+(u^{(2)}_{ijk}+u^{(2)}_{ij+1k})(v^{(s)}_{ij+1k}-v^{(s)}_{ijk})$$

$$\left.+(u^{(3)}_{ijk}+u^{(3)}_{ijk\text{-}1})(v^{(s)}_{ijk}-v^{(s)}_{ijk\text{-}1})+(u^{(3)}_{ijk}+u^{(3)}_{ijk+1})(v^{(s)}_{ijk+1}-v^{(s)}_{ijk})\Big].\right.$$

A direct verification shows that in this case (5) identically holds for the approximations $\bar{u}$, $\bar{v}$ and $\bar{\bar{T}}$ of all finite functions u, v and T only if:

$$\int div\bar{u}\chi_{ijk}\,dx = u^{(1)}_{i+1jk}-u^{(1)}_{i\text{-}1jk}+u^{(2)}_{ij+1k}-u^{(2)}_{ij\text{-}1k}+u^{(3)}_{ijk+1}-u^{(3(}_{ijk\text{-}1}=0.$$

Thus, we obtain the first condition or a simplification, combined with FEM. The nonlinear terms must be of a divergent type, with the respective continuity equation representation as given above.

The representation of the pressure gradient can be simplified if the regular grids approximation satisfying the following equations is used:

$$\int_{\Omega}\bar{\nabla p}\cdot\hat{u}dx = 0\,(h),\quad \int_{\Omega}\bar{\nabla p}\cdot\tilde{u}dx = 0\,(h),$$

with $\hat{u}$ denoting the finite element approximation of the solution u of (1). This is the second condition. If we use the above described finite elements then it holds; but it is easy to verify that it holds if $\bar{p}$ is as follows:

$$\nabla^{(1)}_{ijk}p = \frac{1}{4h^3}\int_{\Omega}\bar{\nabla p}\cdot v^{(1)}_{ijk}\,dx = \frac{1}{h}(p_{ijk}-p_{i-1jk}),$$

$$\nabla^{(2)}_{ijk}p = \frac{1}{4h^3}\int_{\Omega}\bar{\nabla p}\cdot v^{(2)}_{ijk}\,dx = \frac{1}{h}(p_{ijk}-p_{ij-1k}), \tag{8}$$

$$\nabla^{(3)}_{ijk}p = \frac{1}{4h^3}\int_{\Omega}\bar{\nabla p}\cdot v^{(3)}_{ijk}\,dx = \frac{1}{h}(p_{ijk}-p_{ijk-1}).$$

And so in the domains with a regular grid (of a grid distance h) the following system can be used:

$$\frac{d\hat{u}^{(S)}_{ijk}}{dt} = A_{ijk}u^{(S)}+B_{ijk}u^{(S)}+\nabla^{(S)}_{ijk}p+R\hat{T}_{ijk}\vec{S}^{(S)},\quad s=1,2,3$$

$$\frac{d\hat{T}_{ijk}}{dt} = A_{ijk}T+B_{ijk}T+\left(\frac{d\alpha}{dx_3}\right)_{ijk}\hat{u}^{(3)}_{ijk} \tag{9}$$

$$u^{(1)}_{i+1jk}-u^{(1)}_{i-1jk}+u^{(2)}_{ij+1k}-u^{(2)}_{ij-1k}+u^{(3)}_{ijk+1}-u^{(3)}_{ijk-1}=0.$$

Here A_{ijk} denotes the Laplace operator representation by finite element approximation:

$$A_{ijk}\, u^{(8)} = \frac{1}{16\, h^2}\left[2\,(u^{(8)}_{i-1jk}+u^{(8)}_{i+1jk}+u^{(8)}_{ij-1k}+\; u^{(8)}_{ij+1k}+u^{(8)}_{ijk-1}+u^{(8)}_{ijk+1})\;+\right.$$

$$\left.+3\sum_{l=1}^{8} u^{(8)}_{l}-36\, u^{(8)}_{ijk}\right].$$

For the sake of convenience, the surrounding grid points of ijk from G are denoted by means of single indices *(Fig. 2)*. The remaining operator indications are presented in (7) and (8). For values denoted by $\sim$ the described finite element representation is used. When written in terms of T is has the following form:

$$\tilde{T}_{ijk}=\frac{1}{2}\,T_{ijk}+\frac{1}{20}\sum_{l=1}^{8}T_{l}+\frac{1}{60}\left(T_{i+1jk}+T_{i-1jk}+T_{ij-1k}+T_{ij+1k}+T_{ijk-1}+T_{ijk+1}\right).$$

The simplification of the time derivatives can be realized by means of the so-called "mass concentration method" but that is an item we would not like to discuss here. The resulting system (9) is the simplification in the domains with a regular grid, that we have been looking for.

The described basis element are easy to modify by irregular grids, too. In this case λ_{ijk} are transformed from cubes into irregular hexahedrons, and $\mu^{(l)}{}_{ijk}$ into irregular octahedrons. Because of the complicated type of approximation of the corresponding operators, for the notation of which a considerable amount of space is needed, we should not adduce them here.

The results obtained in the present article could be applied to construct similar conglomerate-schemes joining finite difference and finite element schemes (in the case of "telescopization" procedures, for example). In this case the following conditions must be met:

– divergent form of the nonlinear terms represented by finite difference schemes;

– the circulation at the boundary of each subdomain must be nullified;

– the accuracy of the finite difference schemes must be greater than or equal to the accuracy of FE-schemes.

REFERENCES

Spiridonov, V., 1979: Application of the finite element method to local meteorological problems. *Hidrologya i Meteorologiya* No. 5., 3–11.

Zahariev, V. and *Spiridonov, V.* 1978: Generalized problem of weather local forecast. *Bulgarian Geophysical Journal, 4.*, 3–13.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No 6. Nov.-Dec. 1982. Budapest

On the atmospheric sulfur budget over Hungary

G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, H–1675 Budapest, P. O. B. 39, Hungary*

A légköri kénháztartás Magyarországon. Munkánk célja olyan eljárás bemutatása, amelynek segítségével adott terület, vagy ország légköri kénmérlege meghatározható. Az eljárás az anyagmegmaradási egyenleten alapul, amelyben figyelembe vesszük a kéndioxid és szulfátrészecskék fő forrásait és nyelőit. A módszer alkalmazhatóságát Magyarország példáján mutatjuk be.

⁂

On the atmospheric sulfur budget over Hungary. The aim of this work is to present a method to determine the atmospheric sulfur budget of a given region or country. The method is based on mass balance equations taking into account the most important sources and sinks of SO_2 and sulfate particles. The applicability of the model is demonstrated for the territory of Hungary.

⁂

Introduction. As a usual way of investigating the global atmospheric sulfur cycle, the sources (natural and anthropogenic emission) and sinks (dry and wet deposition) of sulfur compounds are assumed to balance each other on a yearly average. This assumption, however, cannot be made on regional or even continental scales. On such scales a new term must be taken into consideration, the horizontal atmospheric transport, which has a very important role by smoothing out to a certain extent the differences between various areas of the Earth's surface caused by the increased anthropogenic sulfur emission.

The aim of present paper is to investigate the atmospheric sulfur budget over Hungary by comparison of the Hungarian sulfur emission and deposition. In this way the difference of these two terms, which is characteristic of the Hungarian sulfur budget, can be estimated. On the basis of this "transport term" conclusions can be drawn on the role of Hungary in the European atmospheric sulfur budget.

1. *Atmospheric box model for SO_2 and sulfate particles over Hungary*

In this method the atmosphere over Hungary, up to the tropopause, is considered as a box with no vertical exchange with the stratosphere. No accumulation of sulfur is assumed in the box over a year's period, which means that the gains and losses of the box (included also the role of horizontal atmospheric transport) are equal on a yearly average. The mass balance equations for SO_2 and sulfate, separately, can be given as follows.

$$E_t + A_i = D_d + D_w + T + A_e \quad (1)$$
$$T + A_i' = D_d' + D_w' + A_e' \quad (2)$$

where E_t means the total SO_2 emission (anthropogenic and natural), A_i and A_{iv}' are the import terms, while A_e and A_e' are the export terms of SO_2 and sulfate by atmospheric transport; D_d and D_d' are the dry deposition, as well as D_w and D_w' are the wet deposition of SO_2 and sulfate, respectively. T is the amount of SO_2 transformed into sulfate within the box.

Let $\Delta A = A_i - A_e$ and $\Delta A' = A_i' - A_e'$, then it follows from equations (1) and (2) that

$$\Delta A = D_d + D_w + T - E_t \quad (3)$$

$$\Delta A' = D_d' + D_w' - T \quad (4)$$

The emission, dry and wet deposition, as well as the transformation term are determined directly, on the basis of atmospheric measurements, then the transport terms for SO_2 and sulfate particles, ΔA and $\Delta A'$, characteristic of the Hungarian sulfur budget, can be inferred.

2. *Sources of sulfur compounds over Hungary*

The natural source strength of sulfur compounds can be estimated on the basis of a data compilation by *Várhelyi* and *Gravenhorst* (1981). By taking into account the average continental emission rate of reduced sulfur compounds of 0.01–0.03 g S m^{-2} yr^{-1}obtained by the above authors and the territory of Hungary, the yearly amount of natural sulfur emission is estimated to have an order of magnitude of 10^{-3} Tg S yr^{-1}.

The yearly anthropogenic sulfur emission which is mainly in the form of SO_2 amounts to 0.75 Tg S yr^{-1} (ECE, 1978). In this value the main sources of SO_2 are included as domestic heating, power plant release, as well as industrial emission. Even if we take into consideration that the natural sulfur emission given above can be an underestimation of the real value, it is concluded that the natural sulfur source strength over Hungary can be neglected in comparison with the anthropogenic release.

The only important direct atmospheric source of sulfate particles, the oxidation of SO_2 into sulfate will be discussed later.

3. *Sinks of sulfur compounds over Hungary*

3.1. *Wet deposition.* The sulfate amount deposited by rain over the territory of Hungary was determined for the years 1968–1970 by setting up a network consisting of 8 stations (*Kozák* and *Mészáros*, 1971). The precipitation sampling was performed by open collectors. The average wet deposition for these three years is 2.4 g S m^{-2} yr^{-1}. By operating wet-only collector at the regional background station we get an average wet deposition rate of 1.0 g S m^{-2} yr^{-1} for the years 1973 –1978. When the data of all these stations are regarded, the yearly wet sulfur removal is 0.2 Tg S yr^{-2} over Hungary.

Horváth (1981) has shown that the open collectors give values sometimes twice as large as the wet-only types, thus the wet sulfur deposition obtained in this way can be high probably within a factor of about 1.5. The setting up of a new network of wet-only collectors is now in progress.

Since the wet deposition of SO_2 and sulfate particles can only be measured together as the sulfate content of precipitation reaching the ground surface, an atmospheric model has been developed (*Várhelyi*, 1977) in order to estimate the part of SO_2 as well as of sulfate particles in the total wet sulfur deposition. This model describes the main rainout and washout processes of both SO_2 and sulfate particles, including condensation, thermal and gravitational coagulation, as well as absorption and subsequent oxidation of SO_2 in the droplets. The model calculations give a contribution ratio of the rainout and washout of sulfate particles of 41%. The corresponding figure for SO_2 in the total sulfate

TABLE I.

Estimated contribution ratios of the different wet removal processes to the total sulfur amount deposited by rain (%) over Hungary

	SO_2	SO_4^{2-}	$\sum S$
Rainout	34	34	68
Washout	25	7	32
Σ	59	41	100

deposition is 59% (*Table I*). The estimations of some other authors result in quite different contribution ratios of these processes. *Beilke* and *Georgii* (1968) use higher tropospheric SO_2 concentrations and obtain in this way very high (75%) contribution ratio for SO_2. *Miller* and *de Pena* (1972) obtain also high wet removal rate for SO_2 (80–85%). Recently *Gravenhorst* et al. (1980) have concluded, however, that only a part of the SO_2 absorbed in the droplets can be oxidized to sulfate and the sulfate content of precipitation originating from wet removal of SO_2 is only some $7(\pm 4)\%$ of the total. This result would make necessary to measure also the S^{IV} content of precipitation when more precise wet removal rates are needed.

Based on our model calculations referring to average atmospheric conditions over Hungary, the wet removal of SO_2 (D_W) and of sulfate particles ($D_w^{'}$) are 0.12 Tg S yr^{-1} and 0.08 Tg S yr^{-1}, respectively.

3.2. *Dry deposition.* The dry deposition of atmospheric sulfur compounds can be estimated by multiplying the deposition velocity and average ground level concentration. The deposition velocity of SO_2 of 0.6 cm s^{-1} used in the calculations has been measured by *Várhelyi* (1980) over grass surface by the so-called gradient method. The average SO_2 concentration for Hungary has been obtained as follows. By taking into account the atmospheric SO_2 concentration of 19 Hungarian towns measured in the framework of the Hungarian Immission Network (*Mészáros* and *Várkonyi*, 1979) and the regional background SO_2 concentration of 7.3 μg S m^{-3}, measured by our Institute, as well as the ratio of the built-up area of Hungary, which is about 10% of the country (*Statistical Yearbook*, 1973) the average ground level SO_2 concentration is 10 μg S m^{-3}. Thus the amount of SO_2 removed from the atmosphere by dry deposition (D_d) is 0.18 Tg S yr^{-1}.

As the atmospheric sulfate concentration has no significant geographical variation in Hungary, the dry deposition of sulfate particles has been calculated by using the ground level sulfate concentration at the background station

of 2.7 μg S m^{-3} (for the years 1973–1978). The average deposition velocity of 0.1 cm s^{-1} has been taken from *Garland* (1978). The sulfate amount deposited yearly over Hungary is thus insignificant (<0.01 Tg S yr^{-1}) in comparison with the dry SO_2 deposition.

4. *Amount of SO_2 transformed to sulfate within the troposphere over Hungary*

The atmospheric SO_2—SO_4 oxidation can be taken as a first order reaction, therefore the sulfate amount formed from SO_2 is given by equation (5):

$$T = k\,M(SO_2) \tag{5}$$

where k is the rate constant of the SO_2—SO_4 oxidation and $M(SO_2)$ means the total SO_2 content of the box over Hungary.

Horváth and *Bónis* (1980) obtained 0.035 hr^{-1} for the value of k by modelling the atmospheric transport processes between Budapest and the regional background station. In the model the SO_2—SO_4 oxidation and the dry deposition of SO_2 were taken into consideration.

According to the aircraft measurements made by *Várhelyi* (1978) the scale height of SO_2 is 608 m over Hungary. This gives 565 t S for $M(SO_2)$ when the average atmospheric ground surface SO_2 concentration of 10 μg S m^{-3} determined earlier is taken into account. Then the value of T equals to 0.17 Tg S yr^{-1}.

5. *Sulfur budget over Hungary*

The values of the components of the SO_2 and sulfate budgets determined in the preceding paragraphs are summarized in *Table II*. It can be seen that the different removal processes (dry and wet deposition and transformation into sulfate) are of about the same importance in the case of SO_2. These processes

TABLE II.
The components of the atmospheric sulfur budget over Hungary (Tg S yr^{-1})

	SO_2	SO_4^{2-}	ΣS
E	0.75	—	0.75
T	0.17	0.17	—
D_d	0.18	—	0.18
D_w	0.12	0.08	0.20
$\triangle A$	−0.28	−0.09	−0.37

are able to compensate more than 60% of the Hungarian SO_2 emission on a yearly average. About 50% of the SO_2 transformed to sulfate is removed by wet deposition of sulfate particles. The dry deposition of sulfate particles does not play any significant role in scavenging sulfur from the atmosphere over Hungary.

The values of ΔA and $\Delta A'$ are also shown in Table II. Their negative sign means that larger amounts of SO_2 and sulfate particles are produced over

Hungary then deposited on the ground surface. The terms of the "total" sulfur budget are given in the last column in Table II. It can be concluded that a sulfur amount corresponding to about the half of the Hungarian SO_2 emission is removed in Hungary by dry and wet deposition of SO_2 and sulfate particles, and the other half is transported out of the "box" over Hungary. 75% of this sulfur export is in the form of SO_2 and 25% in the form of sulfate. The individual budget terms for SO_2 and sulfate seem to be more uncertain than the total sulfur budget. It must be mentioned, however, that the sulfur amount deposited over Hungary does not necessarily originate from Hungarian emission. Since the atmosphere over Hungary is not a closed system, the interactions of the different air masses transporting sulfur to and away are also to be taken into consideration but it is beyond the purposes of the present paper.

6. *Conclusions*

It is to be noted that the reliability of our results based on the comparison of the emission and deposition of sulfur over Hungary is highly affected by the uncertainties of the data taken into consideration. This is true in particular concerning the value of the emission used. Thus our present work can only be regarded as a preliminary assessment of the Hungarian sulfur budget. The main aim of this paper has been to present a method to evaluate the sulfur budget of a region. Further research is needed in this field, firstly in order to get more precise data regarding to both the emission and deposition, on the basis of which more reliable conclusions can be drawn and, on the other hand, in order to follow the changes in time occurring in the sulfur budget.

REFERENCES

Beilke, S. and *Georgii, H. W.*, 1968: Investigation of the incorporation of sulfur dioxide into fog and rain droplets. *Tellus 20*, 435–442.

ECE, 1978: ECE Special Group on Long-range Transboundary Air Pollution. Emission data of the European countries.

Garland, J. A., 1978: Dry and wet removal of sulphur from the atmosphere. *Atmos. Environ. 12*, 349–362.

Gravenhorst, G., Beilke, S., Betz, M. and *Georgii, H.W.*, 1980: Sulfur dioxide absorbed in rain water, In: *Effects of acid precipitation on terrestrial ecosystems.* Ed. Hutchinson T.C. and Havas M., Plenum Publ. Corp.

Horváth L. and *Bónis K.*, 1980: An attempt to estimate the rate constant of sulfur dioxide-sulfate conversion in the urban plume of Budapest. *Időjárás 84*, 190-195

Horváth L., 1981: Chemical composition of precipitation over Hungary. Dissertation. Manuscript (in Hungarian), Budapest

Kozák M. and *Mészáros E.*, 1971: Chemical composition of rainwater in Hungary and its agricultural importance . *Agrokémia és Talajtan 20*, 329-352 (in Hungarian)

Mészáros E. and *Várkonyi T.*, 1979: Air pollution in Hungary. *Magyar Tudomány* 95-102 (in Hungarian)

Miller, J. M. and *de Pena, R. G.*, 1972: Contribution of scavenged sulfur dioxide to the sulfate content of rain water. *J. Geophys. Res. 77*, 5905–5916.

Statistical Yearbook, 1973: Központi Statisztikai Hivatal, Budapest (in Hungarian)

Várhelyi, G., 1977: Wet removal of tropospheric sulfur compounds. *Időjárás 81*, 85–93.

Várhelyi, G., 1978: On the vertical distribution of sulfur compounds in the lower troposphere. *Tellus 30*, 542–545.

Várhelyi, G., 1980: Dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen oxides. *Időjárás 84*, 15–20.

Várhelyi, G. and *Gravenhorst, G.*, 1981: An attempt to estimate biogenic sulfur emission into the atmosphere. *Időjárás 85*, 126–133.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 6. Nov – Dec. 1982. Budapest

A napfénytartam évi menetének harmonikus analízise

ÁCS FERENC és MIHAILOVIĆ T. DRAGUTIN, *Újvidéki Egyetem, Mezőgazdasági Kar Meteorológiai Osztálya, Veljka Vlahovića 2,21000 Novi-Sad, Yugoslavia*

Harmonic analysis of the annual variation of sunshine duration. The monthly values of sunshine duration measured in 1948 – 1980 at Novi-Sad (Yugoslavia) are examined by harmonic analysis. It is shown that the annual variation of sunshine duration is well approximated by Fourier series. Thus the method can be applied for supplementing the missing monthly values. Finally, the expected and maximal errors in the supplemented data are presented (Table III).

⁎

A napfénytartam évi menetének harmonikus analizise. A szerzők az 1948 – 1980 időszakban Újvidéken mért napfénytartam havonkénti összegeinek harmonikus analízisét végzik el. Kimutatják, hogy a napfénytartam évi menete Fourier-sorbafejtéssel jól közelíthető. Így a módszer felhasználható a napfénytartam hiányzó havi összegeinek pótlására. Végül a pótolt adatok közepes és maximális hibáit adják meg (III. táblázat).

⁎

A napfénytartam értékes időjárási és éghajlati elem. Folyamatos, gondos mérésével a globálsugárzás önálló mértékmutatójaként használható. Különösen értékes éghajlati sorozat formájában, de sokszor előfordul, hogy az adatok hiányos volta folytán a sorozat kiegészítésre szorul. Az adatkiegészítés módszereinek, különösen az éghajlattanban, sok figyelmet szenteltek (*Vujević*, 1956). A periodikus járást mutató mérési vagy megfigyelési sorozatok megközelítése és a hiányzó adatok pótlása a harmonikus analízis módszerével oldható meg. [E módszer szélesebb körű elemzése *Pollak* (1926) és *Bruni* (1937) munkáiban található.]

Az alábbiakban az 1948 – 1980 időszakban Újvidéken mért napfénytartam évi járásának harmonikus analízisét mutatjuk be. Az adatokat a Vajdaság Autonóm Tartományának Tartományi Hidrometeorológiai Intézete szolgáltatta.

1. Matematikai alap

A külső hatást leíró $f(t)$ függvény Fourier-sora

$$f(t) = a_o + \sum_{K=1}^{\infty} \left[a_K \cos \frac{2K\pi}{T} t + b_K \sin \frac{2K\pi}{T} t \right], \qquad (1)$$

egyenletesen konvergens és előállítja a függvényt ha

1) az $f(t)$ függvény periódikus T periódussal, vagyis $f(t) = f(t + T)$,
2) az $f(t)$ függvény kielégíti a Dirichlet-féle feltételt.

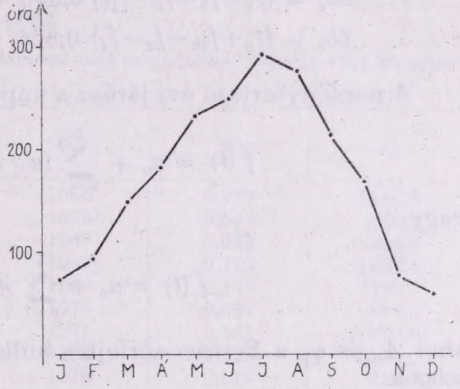
Az a_o, a_K, b_K együtthatókat Euler–Fourier-féle együtthatóknak nevezik és a következő képletekkel adottak:

$$a_o = \frac{1}{T}\int_o^T f\,(t)\,d\,t \tag{2}$$

$$a_K = \frac{2}{T}\int_o^T f\,(t)\,\cos\frac{2K\pi}{T}\,t\,d\,t \tag{3}$$

$$b_K = \frac{2}{T}\int_o^T f\,(t)\sin\frac{2K\pi}{T}\,tdt \tag{4}$$

A $T = 2\pi$ periódusértékre a képletek módosulnak:



1. ábra: A napfénytartam Novi-Sad területén (1948—1980)

$$a_o = \frac{1}{2}\int_o^{2\pi} f\,(t)\,dt \tag{5}$$

$$a_K = \frac{1}{\pi}\int_o^{2\pi} f\,(t)\,\cos Ktdt \tag{6}$$

$$b_K = \frac{1}{\pi}\int_o^{2\pi} f\,(t)\sin Ktdt \tag{7}$$

Sokszor az $f\,(t)$ függvény N diszkrét pont halmazával adott, úgyhogy a Fourier-féle együttható-képletek továbbra is módosulnak:

$$a_o = \frac{1}{2N}(f_o + f_N) + \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N-1} f_n \tag{8}$$

$$a_K = \frac{2f_o}{N} + \frac{2}{N}\sum_{n=1}^{N-1} f_n\,\cos\frac{2\pi n}{N}\,K \tag{9}$$

$$b_K = \frac{2}{N}\sum_{n=1}^{N-1} f_n\sin\frac{2\pi n}{N}\,K \tag{10}$$

$f_0, f_1, f_2, \ldots, f_{N-1}, f_N$ az $f\,(t)$ függvény értékei 0, $2\pi/N$, 2 $(2\pi/N)$, ..., $(N-1)$ 2 $(2\pi/N)$, ..., $(N-1)(2\pi/N)$, 2π pontokban.

Az elemzett esetben $N = 12$, úgyhogy a Fourier-sor ötödik hullámáig tartozó együtthatók végső alakja a következő:

$$12a_0 = f_0+f_1+f_2+f_3+f_4+f_5+f_6+f_7+f_8+f_9+f_{10}+f_{11} \quad (11)$$

$$6a_1 = (f_2+f_{10}-f_4-f_8)\ 0{,}5+(f_1+f_{11}-f_5-f_7)\ 0{,}866+f_0-f_6 \quad (12)$$

$$6b_1 = (f_1+f_5-f_7-f_{11})\ 0{,}5\ +(f_2+f_4-f_8-f_{10})\ 0{,}866+f_3-f_9 \quad (13)$$

$$6a_2 = (f_1+f_5+f_7+f_{11}-f_2-f_4-f_8-f_{10})\ 0{,}5\ +\ (f_0+f_6-f_3-f_9) \quad (14)$$

$$6b_2 = (f_1+f_2+f_7+f_8-f_4-f_5-f_{10}-f_{11})\ 0{,}866 \quad (15)$$

$$6a_3 = f_0+f_4+f_8-f_2-f_6-f_{10} \quad (16)$$

$$6b_3 = f_1+f_5+f_9-f_3-f_7-f_{11} \quad (17)$$

$$6a_4 = -(f_1+f_2+f_4+f_5+f_7+f_8+f_{10}+f_{11})\ 0{,}5\ +\ (f_0+f_3+f_6+f_9) \quad (18)$$

$$6b_4 = (f_1+f_4+f_7+f_{10}-f_2-f_5-f_8-f_{11})\ 0{,}866 \quad (19)$$

$$6a_5 = (f_5+f_7-f_1-f_{11})\ 0{,}866\ +\ (f_2+f_{10}-f_4-f_8)\ 0{,}5+f_0-f_6 \quad (20)$$

$$6b_5 = (f_8+f_{10}-f_2-f_4)\ 0{,}866\ +\ (f_1+f_5-f_7-f_{11})\ 0{,}5+f_3-f_9 \quad (21)$$

A napfénytartam évi járása a kapott állandókkal következőképpen írható

$$\hat{f}(t) = a_0 + \sum_{K=1}^{5} (a_K \cos Kt + b_K \sin kt), \quad (22)$$

vagy

$$\hat{f}(t) = a_0 + \sum_{p=1}^{5} A_p \sin (pt+\varphi_p), \quad (23)$$

ahol A_p és φ_p a Fourier-sorfejtés hullámainak megfelelő amplitúdók és fázisszögek.

A (22) és (23) egyenlet összehasonlításából következik, hogy

$$A^0 = a_0 \quad (24)$$

$$A_p = (a_p^2+b_p^2)^{1/2} \quad (25)$$

$$\varphi_p = \operatorname{arc\,tg}\frac{a_p}{b_p} \quad (26)$$

2. *Adatelemzés*

A napfénytartam évi járását megközelítő $f(t)$ függvény alakja Újvidéken az 1948–1980. évi időszakban a következő:

$$f(t) = 173{,}82+110{,}63 \sin (t+278{,}29)+16{,}35 \sin (2t+8{,}23)+ \\ +0{,}30 \sin (3t+95{,}71)+6{,}44 \sin (4t+76{,}35)+10{,}96 \sin (5t+183{,}82). \quad (27)$$

I. TÁBLÁZAT

Az észlelt (f) és a számított $(\hat{f})$ napfénytartam, valamint a kettő közötti különbség $(f-\hat{f})$ órákban

	Jan.	Feb.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jun.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
f	72,6	95,4	150,2	182,7	235,6	253,1	292,4	278,8	214,4	172,6	78,2	59,8
$\hat{f}$	72,5	95,5	150,1	182,8	235,6	253,2	292,3	278,9	214,3	172,7	78,1	59,9
$f-\hat{f}$	0,1	−0,1	0,1	−0,1	0,0	−0,1	0,1	−0,1	0,1	−0,1	0,1	−0,1

A megközelítés mértéke az átlag S_0^2 , az egy (S_1^2), két (S_2^2), három (S_3^2), négy (S_4^2) és öt (S_5^2) hullám figyelembevétele esetén:

$$S_0^2 = \sum_{i=1}^{11} (f_i - \bar{f})^2 - a_0^2 = 6334{,}00; \qquad S_1^2 = S_0^2 - 1/2\,(a_1^2 + b_1^2) = 214{,}50$$

$$S_2^2 = S_1^2 - 1/2\,(a_2^2 + b_2^2) = 80{,}84; \qquad S_3^2 = S_2^2 - 1/2\,(a_3^2 + b_3^2) = 80{,}79$$

$$S_4^2 = S_3^2 - 1/2\,(a_4^2 + b_4^2) = 60{,}06; \qquad S_5^2 = S_4^2 - 1/2\,(a_5^2 + b_5^2) = 0{,}00058$$

Látható, hogy a megközelítés az első, második, harmadik és még a negyedik hullám esetén is túl durva. Ellenben az öt hullámmal való megközelítés pontossága már megfelelő, ezt igazolják az *I. táblázatban* levő reziduumok nagyságai is.

II. TÁBLÁZAT

A konvergencia együttható értékei (e^2) és az öt hullámmal való megközelítés mértéke (S_5^2) az egyes években

Év	e^2	S_5^2	Év	e^2	S_5^2
1948	0,064	446,2	1965	0,124	1186,3
1949	0,119	829,6	1966	0,046	410,8
1950	0,044	775,6	1967	0,083	806,4
1951	0,048	302,6	1968	0,163	1437,5
1952	0,113	1320,0	1969	0,175	1389,7
1953	0,113	1526,2	1970	0,081	818,6
1954	0,092	920,5	1971	0,101	870,0
1955	0,178	1479,3	1972	0,350	2031,0
1956	0,139	1341,3	1973	0,116	738,3
1957	0,236	1708,0	1974	0,266	2122,2
1958	0,123	1833,5	1975	0,491	2018,8
1959	0,125	640,4	1976	0,110	564,5
1960	0,090	798,0	1977	0,058	383,2
1961	0,095	1041,2	1978	0,097	1034,1
1962	0,113	1213,6	1979	0,122	725,2
1963	0,070	732,7	1980	0,096	1674,4
1964	0,100	1038,7	—	—	—

Az öt hullámmal való megközelítés pontosságára az úgynevezett konvergencia együttható is utal. A konvergencia együttható nagysága

$$e^2 = \frac{\sum_{i=0}^{11} (f_i - \hat{f}_i)^2}{\sum_{i=0}^{11} (f_i - \bar{f})^2} \tag{28}$$

mely a reziduumok és az észlelt adatok szórásnégyzetének hányadosával egyenlő, $1.4 \cdot 10^{-6}$, megközelítőleg nulla, s ezzel a megközelítési eljárás használatának megalapozottságát bizonyítja. A konvergencia együttható nagyságát és a megközelítés mértékét öt hullám esetén különböző évekre a *II. táblázat* tartalmazza. Az együtthatók nagyságaiból látni az $f(t)$ függvény használatának lehetőségét minden egyes évre, a legjobban visszaadott év az 1951., 1966. és az 1977, a legrosszabban visszaadott év pedig az 1972., 1974. és az 1975.

A kapott $\hat{f}(t)$ függvény analitikus alakja a hiányzó havi napfénytartam-összegek kiegészítésére is szolgál. Az adatpótlás várható és maximális hibáit a közepes eltérés

$$K = \frac{\sum_{j=1}^{33} |f_j - \hat{f}|}{33} \tag{29}$$

és a maximális eltérés

$$M = |f_j - \hat{f}_{max}| \quad j = 1, 2, 3, \ldots, 33 \tag{30}$$

nagyságaival becsültük. A közepes és maximális eltérés nagyságát az 1948–1980. évi időszakban minden egyes hónapra a *III. táblázat* tartalmazza. Szembetűnőek a közepes eltérés kisebb értékei a téli hónapokban (december, január, február), nagyobb, kiegyensúlyozottabb értékei a nyári hónapokban (június, július, augusztus, szeptember), a legnagyobb értékei pedig a tavaszi hónapokban (március, május). A maximális eltérés értékei majdnem minden hónapban 50 és 80 óra között ingadoznak, kivétel a május 106,5 és a szeptember 110,7 óra maximális eltérés.

III. TÁBLÁZAT

Az észlelt és számított napfénytartamok közötti közepes (K) és maximális (M) eltérések (órákban) havonként az 1948–1980. évi időszakban

	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
K	18,2	17,6	34,8	24,0	33,8	28,2	28,1	28,5	27,0	27,6	21,3	18,7
M	68,2	53,0	85,1	72,7	106,5	66,6	75,7	68,4	110,7	81,9	65,7	49,8

Befejezésül megállapíthatjuk, hogy a kapott eredmények szerint, melyeket egészen röviden statisztikailag is elemeztünk, a napfénytartam évi járása Fourier-sorfejtésének lehetőségét igazoltuk. Utalunk e módszer használhatóságára az adatpótlásban, valamint az adatpótlás várható és maximális hibáira.

IRODALOM

Bruni, D., 1937: The combination of observations. *The Meteorological Magazine*, 268
Pollak, L. W., 1926: *Rechentafeln zur harmonischen Analyse.* Johann Ambrosius Barth, Leipzig.
Vujevic, P., 1956: Klimatoloska statistika. *Naucna Knjiga*, Beograd.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november–december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 6. Nov–Dec. 1982. Budapest

A hőfáklyák terjedésének numerikus modellezése

SZABÓ ÉVA, *Központi Meteorológiai Intézet, H-1525 Budapest, Pf. 38.*

Numerical modelling of the dispersion of heat-plumes. Models describing the dispersion of smoke-plumes of chimneys and wet-plumes of cooling towers, furthermore empirical formulas are not suitable for characterizing those polluting processes which are accompanied by the release of high amounts of heat. In this case, when the temperature of the plume is extremely high and the emission is very rapid, a different method has to be applied. In this paper the charadteristics of the heat-plume developed by combustion processes are described then a numerical model is given based on the equations of conservation (energy, mass, momentum) and one-dimensional entrainment; this model is suitable for the determination of the transport speed, radius, axis and temperature of the heat-plume. After investigating the effect of the input parameters, the results of calculations are compared with measurements carried out in a wasteyard of the Chinoin pharmaceutical factory during the combustion of waste.

⁎

A hőfáklyák terjedésének numerikus modellezése. A füstfáklyák és a hűtőtornyok gőzcsóváinak terjedését leíró modellek, empirikus formulák nem alkalmasak a nagy hőfelszabadulással járó szennyezési folyamatok alkalmával kialakuló hőfáklyák terjedésének leírására. Ezért célszerűnek látszott egy olyan modellnek a kidolgozása, amely a magas hőmérsékletű, nagy kiáramlási sebességű csóvák terjedését szimulálja. Dolgozatunkban ismertetjük a nagy hőfelszabadulással járó égési folyamatok sajátosságait, megadunk egy olyan – a megmaradási egyenleteken és az egydimenziós besodródáson alapuló – numerikus modellt, amely alkalmas a hőfáklya terjedési sebességének, sugarának, tengelyének és hőmérsékletének meghatározására. A modell bemenő paramétereinek vizsgálata után a modell-számítások eredményeit összevetjük a Chinoin Gyógyszergyár hulladéktároló-telepén végzett hulladékégetés során kialakult hőfáklya terjedésével.

⁎

Bevezetés. A természetben sokszor találkozunk olyan típusú légszennyezési folyamatokkal, amelyek során nemcsak szennyezőanyagok kerülnek ki a levegőbe, hanem ezzel egyidőben igen nagy mennyiségű hő is felszabadul. A szabadban lejátszódó égési folyamatok során például olyan hőfáklya keletkezik, amelyeknek hőmérséklete a környező levegő hőmérsékletéhez képest igen magas és nagy sebességgel áramlik felfelé. Ilyen alkalommal a környezetet nemcsak ez a hő szennyezi, hanem az égés során a levegőbe kerülő különböző gázok és szilárd anyagok is.

A hőfáklya terjedésének vizsgálata teljesen újszerű megközelítést igényel, mivel az eddig vizsgált szennyezőanyagok a légkör szempontjából „passzív anyagoknak" tekinthetők, ugyanakkor a hő „passzív anyagként" történő kezelése már nem fogadható el. A nagy hőfelszabadulással járó folyamatok modellezése ezért a jóval bonyolultabb termo- és hidrodinamikai egyenletek alkalmazását teszik szükségessé. Éppen ezért igen fontos feladat a légszennyeződés-meteorológia számára az ilyen nagy hőfelszabadulással járó folyamatok során

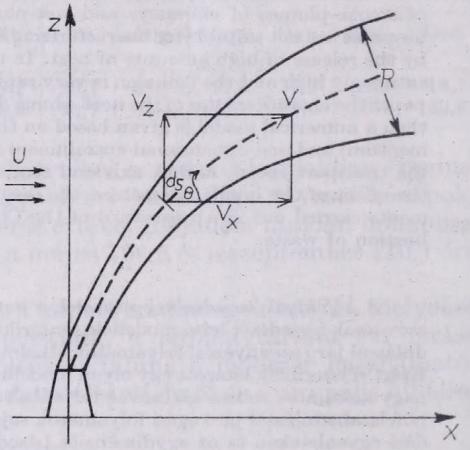
keletkező hőfáklyák terjedésének leírása, s az égés folyamán a levegőbe került szennyezőanyagok koncentrációjának meghatározása.

1. A hőfáklyák jellemzése

A hőfáklyákat eredetük szerint három csoportba sorolhatjuk. Megkülönböztetünk

– természetes körülmények között,
– ipari tevékenység következményeként és
– balesetek során

keletkező hőfáklyákat. A természetes körülmények között kialakuló hőfáklyák közé sorolhatjuk pl. az erdőtüzek során, tarlók égetésekor fellépő csóvákat.



1. ábra. A kéményből kiáramló hőfáklya. Jelölések: U = szélsebesség, V = a fáklya tengelyének sebessége, V_x, V_z = a fáklya-tengely függőleges és vízszintes sebesség-összetevői, R = a fáklya sugara, Θ = a fáklya-tengely és a vízszintes által bezárt szög

Az olajfinomítókban, hulladékégetőkben, bizonyos ipari tevékenységek során, az üzemelés elengedhetetlen föltételeként is keletkezik hőfáklya. Épületek kigyulladásakor, gázkitöréskor, vegyipari balesetek során, esetleg robbanások következtében is kialakulhatnak nagykiterjedésű veszélyes tüzek.

Egy hőfáklyának a feláramlási sebessége 20–30 m/s-ra hőmérséklete több száz, vagy akár ezer celsius fokra is tehető (*Spangenberg*, 1980, *Golibrzuch* 1980).

Az *1. ábrán* egy kéményből kiáramló hőfáklya sematikus rajza látható. Az ábrán U-val jelölt szél vertikális irányú változásától eltekintünk, a szél sebességén és irányán ezentúl a kémény magasságában uralkodó szelet értjük.

A fáklya mozgása két részre bontható:

1. Az első szakasz – viszonylag rövid időtartamú: a forró fáklya kezdetben nagy sebességgel függőleges irányban emelkedik. A nagy függőleges feláramlási sebesség dominál az erős kiáramlás, valamint a levegő és a fáklya közötti nagy hőmérséklet-különbség következtében. Ekkor a szélnek kevés befolyása van a fáklyára.

2. A második szakaszban – a feláramlás helyétől távolabb – a fáklya mozgása lelassul. A csóva a szél hatására már oldalirányban elhajlik, s nemcsak felemelkedik, hanem vízszintes irányban is halad. Sebességének függőleges irányú összetevője egyre csökken. A fáklya lassan kiterjed, vagyis sugara megnő és jelentős mértékben lehűl. Ebben a szakaszban a turbulens szél hatása az

uralkodó. A hőfáklya állapotjelzői lassan megközelítik a környező levegő állapotát, vagyis sebességét és hőmérsékletét.

A hőfáklyák viszonylag nagy magasságba és ugyanakkor nagy távolságokra juthatnak el. A terjedést elsősorban az égési folyamat intenzitása (égési hőmérséklet, feláramlási sebesség, az égési terület nagysága) határozza meg, de nagy mértékben befolyásolhatja az uralkodó szélsebesség, valamint a környező levegő hőmérsékleti rétegződése is. Így a csóva több száz, akár ezer méterig is emelkedhet, és több kilométert haladva veszi fel a környező levegő hőmérsékletét, s a sugara pedig a terjedés közben jelentős mértékben megnőhet.

2. A hőfáklyák emelkedési magassága

A fáklya emelkedési magasságának leírására több empirikus összefüggést ismerünk. Ezek az empirikus képletek általában kísérleteken, megfigyeléseken alapulnak, s a hűtőtornyok gőzcsóváinak, ill. a pontforrásból származó füstfáklyáknak az emelkedését leíró képletekhez hasonlók. *Lucas* (1958) egy igen egyszerű formulát javasolt:

$$z_m = 11{,}5 \cdot H^{1/4}/u,$$

ahol z_m – az emelkedés, vagyis a fáklya tengelyének a forrás feletti magassága; m, u – szélsebesség; m/s, H – a kibocsátott hő mennyisége; cal/s.

Concawe (1966) szintén kísérleti eredményekre alapozva jutott az előbbitől egy kissé eltérő formulához:

$$z_m = 0{,}047\, H^{0{,}58}/u^{0{,}7}.$$

Holland (1953) a hideg és a meleg fáklyák tulajdonságainak összehasonlításából a következő összefüggésre jutott:

$$z_m = (3w\, r_s + 0{,}04\, H)/u,$$

ahol w – a kiáramlás átlagos sebessége; m/s, r- – a kémény sugara; m, H – a kibocsátott hő mennyisége: kcal/s.

Pristley (1956) már figyelembe vette a környező levegő állapotát is:

$$z_m - z_1 = \left(kw_1 - \frac{g \cdot \Delta T}{T_a}\right) \Big/ \left(\frac{g}{T_a}\frac{\partial T_a}{\partial z} + k^2\right),$$

ahol T_a – a környező levegő hőmérséklete; °K, ΔT – a fáklya és a levegő közötti hőmérsékletkülönbség; °K, g – a gravitációs állandó; m/s², k – a keveredési együttható; 1/s, az 1-es index a referencia pontból mért értékekre vonatkozik.

Bosanquet és munkatársai (1950) jó empiríkus közelítést adtak z_m-re, figyelembe véve a kéményből kiáramló levegő térfogatát és a környező levegő hőmérsékleti rétegződését:

$$z_m = \frac{4{,}77}{1 + 0{,}43\,(u/w)} \frac{(Q \cdot w)^{1/2}}{u} + 6{,}37\, g \frac{Q \Delta T}{u^3 T_1}\left(ln\, j^2 + \frac{2}{j} - 2\right),$$

ahol

$$j = \frac{u^2}{(Qw)^{1/2}}\left[0{,}43\left(\frac{T_1}{g\,\alpha_p}\right)^{1/2} - 0{,}28\frac{w}{g} \cdot \frac{{}^{1}T}{\alpha_p}\right] + 1,$$

α_p – a levegő hőmérsékleti gradiense; °C/m, Q – a kéményből kiáramló levegő mennyisége; m³/s, T_1 – a referencia pontban mért hőmérséklet, °C.

Hewett és munkatársai (1971) *Batchelor* bekeveredésre alapozott modelljének tapasztalatai alapján kis Reynolds-számok esetén adták meg a következő összefüggést, amely a szélcsatornában végzett mérésekkel jó egyezést mutatott:

$$z_m = L_B S^{2/3} \left(\frac{6}{\beta^2}\right)^{1/3} \left(\frac{1}{1-2\beta\gamma}\right)^{1/3},$$

ahol L_B – a felhajtó erő, S – a levegőre vonatkozó stabilitási paraméter, B, γ – besodródási paraméterek, értékük 0,71, ill. 0,20.

Briggs (1969) stabilis légrétegződés esetén két különböző képlet alapján határozta meg a száraz fáklyák maximális emelkedését. Szélcsendes esetben a következő empirikus formulát alkalmazta:

$$z_{max} = 5{,}0\ F^{1/4}\ S^{-3/8}$$

A másik empirikus képlete a szeles időre vonatkozik:

$$z_{max} = 2{,}9 \cdot [F_0/(u \cdot s)^{1/3}],$$

ahol F_0 – a felhajtó erő kezdeti fluxusa [$F_0 = (g/T_p)\, w_0 R_0^2\, (T_{p0} - T_{e0})$], F – a felhajtó erő, S – a stabilitási paraméter [$S = (g/T_p)\, (\partial\Theta_e/\partial z)$], amelyben $\partial\Theta_e/\partial z$ a környező levegő potenciális hőmérsékleti gradiense, R – a fáklya sugara; m, a p, e és 0 indexek a fáklyára, a környező levegőre, illetve a kezdeti állapotra vonatkoznak.

3. A modell leírása

A fáklya maximális emelkedési magasságát megadó ismertebb empirikus képletek folyadék- és szélcsatornában végzett kísérleteken, valamint a megfigyeléseken alapulnak. Ezek a formulák csak adott, magas kéményből kiáramló fáklya maximális emelkedésének a becslésére alkalmasak, s a fáklya terjedéséről, lehűléséről semmilyen információt sem adnak. Továbbá problémát jelent még az is, hogy az égési folyamatok általában a talaj közelében, nagyobb területen zajlanak le, vagyis a folyamat ekkor már nem tekinthető pontszerűnek. Ezért célszerűnek látszott egy olyan modell készítése, amely figyelembe veszi a felszálló fáklyában végbemenő termodinamikai folyamatokat, a fáklya és a levegő kölcsönhatását, s amely modell akár térben, akár időben leírja a fáklya viselkedését, ugyanakkor alkalmas arra is, hogy egy nagyobb területről, a talajszintről feláramló szennyezett levegő terjedését írja le.

A cumulus felhők vizsgálatai, valamint a száraz csóvák terjedésének elméletei alapján *Wigley és munkatársai* (1975) olyan modellt dolgoztak ki, amely a megmaradási egyenletek segítségével és az egydimenziós besodródás figyelembevételével különböző légköri állapotok esetén jól megadja a hűtőtornyok nagy nedvességtartalmú csóvájának terjedését. Hasonló utat választottunk mi is a nagy hőtartalmú hőfáklyák terjedésének írására.

3.1. *Meghatározó egyenletek.* A fáklya kiterjedésére, hőmérsékletére, függőleges emelkedésére és vízszintes haladására a következő megmaradási egyenleteket írtuk fel:

$$\frac{d}{dt}(VR^2) = \frac{2v_e}{R} VR^2 \tag{1}$$

$$\frac{d}{dt}\left(VR^2 g \frac{\Delta T}{T_a}\right) = -N^2 VR^2 V_z \tag{2}$$

$$\frac{d}{dt}(VR^2V_z) = g\,VR^2\frac{\Delta T}{T_a} \tag{3}$$

$$\frac{d}{dt}(VR^2V_x) = U\frac{d}{dt}(VR^2) \tag{4}$$

ahol V – a fáklya sebessége a fáklya tengelye mentén; m/s, V_x, V_z – a horizontális és vertikális sebességösszetevő; m/s, R – a csóva sugara; m, v_e – a besodródás sebessége; m/s, U – a szélsebesség; m/s, g – a nehézségei gyorsulás; m/s², T_p – a fáklya hőmérséklete; °K, T_a – a környező levegő hőmérséklete; °K, $\Delta T = T_p - T_a$, N^2 – a Väisäla-frekvencia, amelynek értéke $N^2 = (g/T_a)\cdot(d\Theta_a/dz)$.

Az (1) tömegmegmaradás, a (2) energiamegmaradás, a (3) függőleges-, és a (4) vízszintes impulzusmomentum megmaradási egyenletek segítségével megadható a csóva tengelye és tengelyének sebessége, sugara, valamint a hőmérséklete.

Az (1)–(4) differenciálegyenlet-rendszert numerikus úton, számítógép segítségével oldottuk meg. Számításainkhoz a viszonylag gyors és pontos negyedrendű Runge–Kutta módszert használtuk fel. A számítás során az időlépcsőt 0,1-nek, majd 100 lépés után 1,0-nek választottuk meg, mivel ez a lépésköz már elég ahhoz, hogy az eljárás még elegendően pontos és gyors legyen.

3.2. *A besodródás megadásának módjai.* A modell (1) egyenletében szereplő besodródás sebesség (v_e) mutatja a kéményből, vagy a talajról felszálló hőfáklya és a környező levegő közötti turbulens bekeveredés mértékét. A levegőbe kikerülő fáklya a környező levegővel keveredik, vagyis a sokkal hidegebb levegőrészek beáramlanak a forró fáklyába. Ennek a hatásnak a leírása az egyik legnehezebb probléma a fáklya terjedésének szimulálásában. A keveredés alapvetően meghatározza a fáklya emelkedését és hűlését, ezért ennek a paraméternek a megadására különösen nagy figyelmet fordítottunk.

Kezdetben a besodródás értékét csak a kiáramlás sebességével arányosnak tekintették. A folyadékcsatornában végzett mérések alapján *Hanna, Slawson* és *Wigley* (1975) az arányossági tényezőt 0,3–0,5-nek vette.

$$v_e = \alpha\,|w|, \tag{1}$$

ahol α – arányossági tényező, w – a kiáramlás sebessége; m/s.

Fan (1967) szerint, ha a fáklya vízszintes irányú terjedése közelítőleg megegyezik a szél sebességével,
akkor

$$v_e = \alpha\,(v-u), \tag{2}$$

alakú, ahol v – a fáklya sebessége a tengely mentén; m/s, u – a szél sebessége; m/s.

Chan és Kennedy (1972) a hűtőtornyok gőzcsóvájának terjedését tanulmányozva v_e értékét a következőképpen állapította meg:

$$v_e = \alpha\,\big||v| - |u|\cos\Theta\big| + \beta\,|u|\sin\Theta, \tag{3}$$

ahol Θ – a csóva tengelyének és a csóva vízszintes sebesség-összetevőjének a szöge, α, β – állandók.

Hasonló következtetésre jutott *Wu* és *Koh* (1977) is:

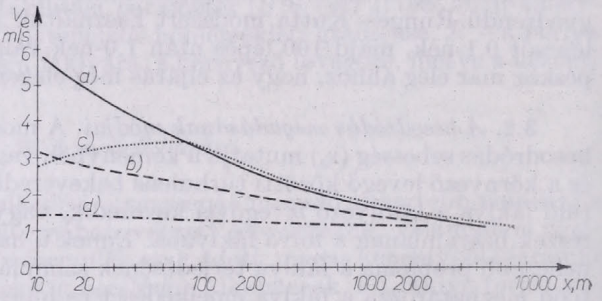
$$v_e = \alpha\,\big||v| - |u|\cos\Theta\big| + \beta\,|u|\sin\Theta\cdot\cos\Theta. \tag{4}$$

Ebben a két utóbbi egyenletben a jobb oldalon levő első tag a szélnyírásnak a fáklya-tengely és a környezet közötti sebességkülönbség következtében kifejtett hatását adja meg. α értéke $0{,}082 \cdot \sqrt{2}$, amelyeket kis értékű Froude-számra adtak meg stacionárius környezet esetén. A jobb oldal második tagjában B $|u|$ sin Θ a tengelyre merőleges szélkomponenst, s az áramlásra merőleges irányban fellépő besodródás adja meg. β értéke 0,4 és 0,6 közé esik.

Briggs (1969) a besodródási paraméter meghatározásakor is megkülönböztette a szeles és szélcsendes eseteket. Szél esetén v_e értékét konstansnak (0,5 értékűnek) tekintette, szélcsendben pedig a

$$v_e = 0{,}2 - \frac{R \cdot b}{2w^2} \tag{5}$$

formulát alkalmazta, ahol b – értékét a $(g/T_p)\,(T_p - T_a)$ mennyiség határozza meg, T_p, T_a – a csóva ill. a levegő hőmérséklete; °K, R – a csóva sugara; m, w – a kiáramlás sebessége; m/s.



2. ábra. A besodródási sebességek különböző szélsebességek esetén: *a)* Chan és Kennedy (U = 10 m/s), *b)* Chan és Kennedy (U = 5 m/s), *c)* Ooms (U = 10 m/s), *d)* Ooms (U = 5 m/s) egyenlete alapján

Albertson, *Abraham* és *Briggs* eredményei alapján *Ooms* (1972) a következőképpen határozta meg a besodródást:

$$v_e = \alpha_1 \cdot u^* + \alpha_2 u \mid \sin\theta \mid \cos\theta + \alpha_3 v, \tag{6}$$

ahol α_1 – 1,0, α_2 – 0,5, α_7 – 0,057., u^* = a légköri turbulenciát jellemző tényező, amely függ a szélsebességtől, s a hőmérsékleti légrétegződéstől.

Az egyenlet első tagja a légköri turbulenciára utal, a harmadik tag azt a szakaszt írja le, amikor a nagy sebességgel feláramló fáklya keveredik a hozzá viszonyítva lassan mozgó levegővel, a középső tag pedig a már viszonylag nyugodtan áramló fáklya keveredését adja meg, vagyis amikor a fáklya közelítőleg a környező levegő sebességével mozog.

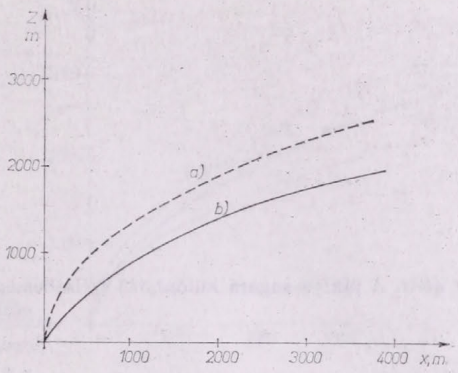
4. *A számítások eredményei*

Először a modell bemenő paraméterei közül a terjedés szempontjából egyik legfontosabb paramétert, a besodródási sebesség értékeit határoztuk meg különböző szélsebességek esetén. A kiáramlási sebességet számításaink során nem változtattuk.

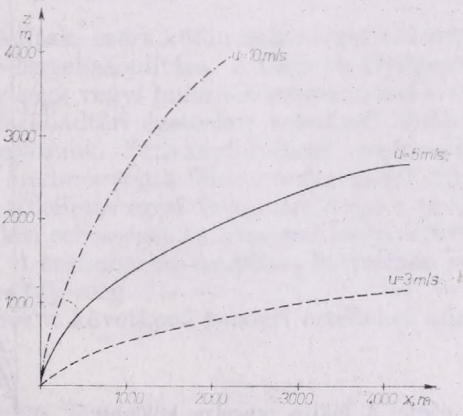
Az *Ooms* által megadott – (6) egyenlet – besodródási sebességet, valamint a szél- és folyadékcsatornában végzett kísérletek szerint a legjobbnak bizonyult *Chan* és *Kennedy* egyenlete – (3) formula – által megadott besodródást a *2. ábrán* hasonlíthatjuk össze.

A szélsebesség növekedésekor a besodródási sebesség értéke jelentős mértékben megnő, vagyis a fáklya és a levegő közötti kölcsönhatás erősödik. Erős szél esetén a fáklyába jobban beáramlik a környező hideg levegő.

A két egyenlet segítségével kiszámított besodródási sebességek értékei – ugyanazon szél- és kiáramlási sebességek esetén például $u = 10$ m/s, $V_{zo} = 20$ m/s – a szennyezőforrás közelében nagymértékben eltérnek. A (3) egyenlet alapján számított értékeket az jellemzi, hogy a besodródás kezdetben igen nagy, példánkban a 6 m/s-ot is eléri, majd a forrástól mért távolsággal hirtelen lecsökken. A (6) egyenlet alkalmazása más képet mutat. Kezdetben a beáramlás



3. ábra. A különböző típusú besodródások hatása a fáklya emelkedésére: *a)* Ooms, *b)* Chan és Kennedy egyenlete alapján



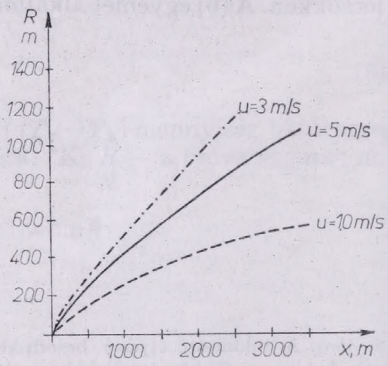
4. ábra. A hőfáklya tengelye különböző szélsebességek esetén

kisebb, ezután egy rövid ideig növekedik a besodródási sebesség értéke, s a forrástól távolodva 100 – 200 méternyi távolságtól kezdve ismét csökken a távolsággal. Kb. 1 km-es távolságban a két egyenlet segítségével meghatározott besodródási értékek közel egyenlők. Így látható, hogy a szennyezőforrás közelében alapvető fontosságú az hogy melyik besodródást használjuk számításaink során.

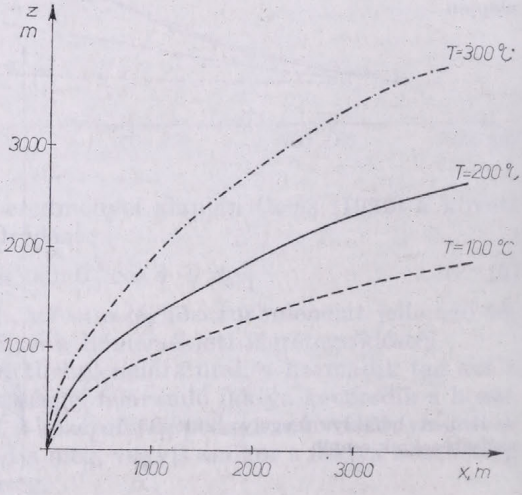
A besodródásnak a fáklya emelkedésére gyakorolt hatását a *3. ábrán* mutatjuk be. Ugyanazon feltételek esetén az *Ooms* által megadott besodródást felhasználva a fáklya magasabbra emelkedik, mint *Chan* és *Kennedy* besodródása esetén. Ez a következő módon magyarázható: A szennyezőforrás közelében sokkal nagyobb a besodródás értéke *Chan* és *Kennedy* egyenlete alapján szá-

mítva, vagyis a fáklya jobban lehűl és így kevésbé emelkedik fel, mint *Ooms* esetében.

Vizsgálatokat végeztünk arra vonatkozóan, hogy a különböző bemenő paraméterek megváltoztatása esetén hogyan viselkedik a fáklya. A fáklya és a környező levegő közötti hőmérséklet-különbségnek, a horizontális szélsebességnek, valamint a feláramlási sebességnek megváltozása jelentős mértékben befolyásolja az emelkedést és kiterjedést.



5. ábra. A fáklya sugara különböző szélsebességek esetén



6. ábra. A fáklya tengelye különböző kibocsátási hőmérsékletek esetén

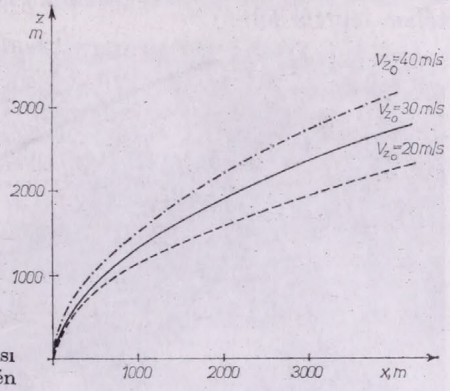
A *4. ábrán* a szélsebesség változásának az emelkedésre gyakorolt hatását mutatjuk be. Gyenge szél esetén a magasabbra emelkedő fáklya a környező levegő hőmérsékletét a forráshoz közelebb veszi fel, és kevésbé hajlik el. A környező levegő áramlási sebességének változása a kialakuló csóva sugarát is befolyásolja. Az *5. ábrán* látható a fáklyasugár változása a szélsebességtől függően. Az erős szél, amely a talaj közelébe szorítja le, mintegy összetartja a csóvát. Gyengébb szelek esetén a csóva sugara megnő, jobban szétterjed.

A magasabb hőmérsékletű fáklya ugyanazon körülmények között magasabbra és messzebbre jut el *(6. ábra)*. Ennek az oka az, hogy a nagyobb hőmérsékletkülönbség miatt fellépő nagyobb felhajtóerő hatására a hőfáklya intenzí-

vebben emelkedik. Ezzel egyidőben a csóva sugara is megnő. Mivel a feláramlás erősödött, ezért a besodródás is intenzívebb lett.

Mivel a hőfáklya igen nagy sebességgel áramlik felfelé, ezért a fáklya emelkedését a kiáramlási sebesség függvényében is megvizsgáltuk. A 7. *ábrán* látható, hogy a sebesség növelésével a fáklya tengelye egyre magasabbra emelkedik.

A hőfáklya terjedésével kapcsolatos mérések, megfigyelések és adatok a



7. *ábra.* A fáklya tengelye különböző kibocsátási sebességek esetén

hozzáférhető irodalomban nem publikáltak, ezért külön nehézséget okozott a szimulált csóvának a valósággal való összehasonlítása. A Chinoin Gyógyszergyár váci telephelyén egy nagymennyiségű vegyi hulladék megsemmisítésekor lehetőségünk nyílott arra, hogy egy szabadtéri égetéskor keletkező hőfáklya terjedését megtekintsük és tanulmányozzuk. Fényképfelvételek segítségével hasonlítottuk össze a modellszámítás eredményeit a fáklya terjedésével. Mivel az égés szemmel láthatóan nem volt tökéletes égési folyamat, ezért a próbaszámításainkhoz alacsonyabb kiáramlási sebességet és hőmérsékletet vettünk, mint a bevezetőben említett értékek. A szélsebesség értékét a helyszínen végzett ballonos mérések alapján határoztuk meg.

A számítógépes program futásához a következő kezdeti értékeket adtuk meg:

szél sebessége: 10 m/s,
a környező levegő hőmérséklete: 20 °C,
a fáklya hőmérséklete: 300 °C,
a fáklya kiáramlási sebessége: 2 m/s,
a fáklya kezdeti sugara: 15 m,

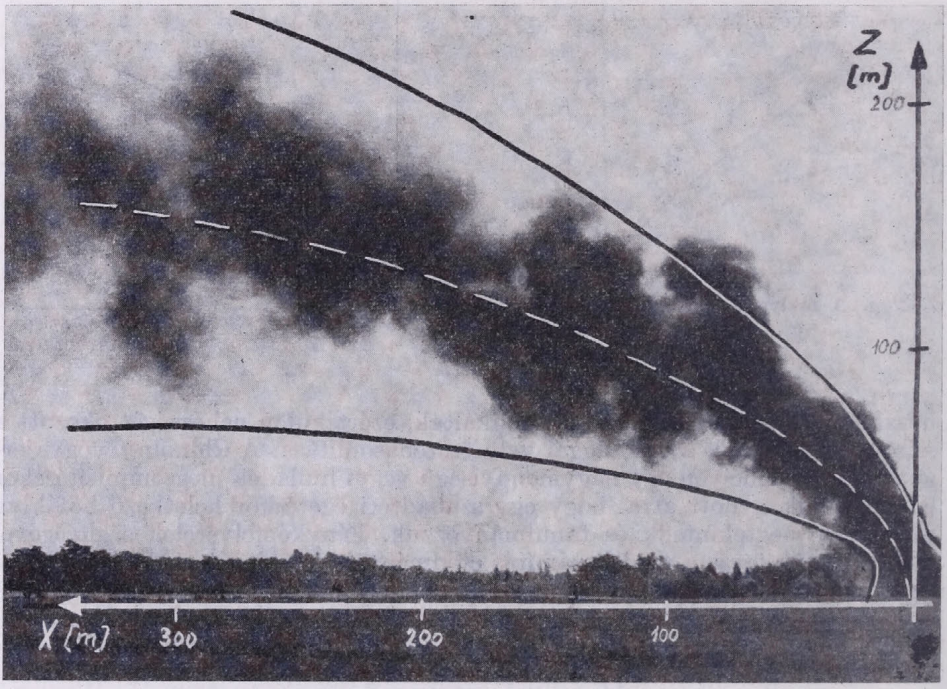
A számítás eredményeként megkaptuk a szimulált csóva tengelyét, sugarát, valamint hőmérsékletét a forrástól mért távolság függvényében. A számított csóvát a valósággal fényképünk *(8. ábra)* alapján vethetjük össze, ahol a fényképfelvételre az általunk számított csóvát rámontíroztuk. (A felvételeket távolról, a terjedési irányra merőleges irányból készítettük, hogy a torzításokat elkerüljük.)

Az olyan nyugodtabb időszakokban, amikor a szél iránya és sebessége nem változik jelentős mértékben, a csóva terjedését a modell viszonylag jól szimulálja. A fáklya – ebben az esetben nyilvánvalóan az erős szél következtében –

a valóságnak megfelelően a földfelszín közelében maradt, s a fáklya emelkedését és sugarát is sikerült jól meghatároznunk. Ez azt jelenti, hogy a modell a feltételeinknek megfelelő állapotban kielégítően működik.

5. *Következtetések*

A leírt modell segítségével lehetőség nyílik olyan folyamatok leírására, amelyek nagyobb területen, nagy hőfelszabadulással lezajló égések következtében lépnek fel.



8. ábra. A szimulált fáklya és a Chinoin-telepen kialakult fáklya terjedésének összehasonlítása *(Szerző felvétele)*

A modell tesztelése során külön vizsgáltuk, hogy az egyes meteorológiai és az egyes technikai paraméterek változása milyen mértékben befolyásolja a csóva terjedését. A feláramló hőfáklya hőmérsékletének, kiáramlási sebességének, valamint az égési terület nagyságának növelése a fáklya tengelyének további emelkedését és a fáklyában levő szennyezőanyagok nagyobb távolságra történő eljutását idézi elő. A modell érzékenységi vizsgálata alapján megállapíthatjuk, hogy alapvető fontosságú a csóva terjedésének leírásában a besodródási sebesség meghatározása. A környező levegő állapota (a szél sebessége, a hőmérsékleti légrétegződés) jelentős mértékben befolyásolja a csóva emelkedését és lehűlését.

Az eljárás jól szimulálja a hőfáklya terjedését, amit a megfigyelések, valamint a fényképfelvételek segítségével elvégzett összehasonlítások is alátámasztanak.

A fáklya és a levegő közötti turbulens kölcsönhatás további vizsgálata

során szükséges a fáklyában levő inhomogenitások figyelembevétele. A fáklya terjedésének leírásakor igen fontos feladata légszennyeződés-meteorológia számára a csóvában található szennyezőanyagok koncentrációjának meghatározása. E szempontok alapján célunk a modell továbbfejlesztése, s a környezeti hatások jobb figyelembe vétele.

IRODALOM

Briggs, G. A., 1969: Plume rise. AEC. Criterical Review. Series, TID – 25075, Nat'R, Techn. Information Science Springfield, Va.

Bosanquet, C., Carey, W. F., Halton, E. M., 1950: Dust Desposition from Chimney Stacks, Proc. Inst. Mech. Engrs. 162. 355.

Chan, T. L., Kennedy, J. F., 1972: Turbulent Nonbuoyant or Buoyant Jets Discharged into Flowing or Quiescent Fluids. Iowa Institute of Hidraulic Research Report No. 140.

Concawe Publication 1966: The Calculation of Atmospheric Dispersion from a Stack. Le Hauge.

Fan, L. N., 1967: Turbulent Buoyant Jets into Stratified of Flowing Ambient Fields. Report No KH – R – 15. W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources California Institute of Technology.

Golibrzuch, W., 1980 – Thermische Verfahren zur Abgasreinigung und Beseitigung flüssiger Abfälle. *Umwelt, 3.* 321 – 328.

Holland J. Z. 1953: A Meteorological Surrey of the Oka Ridge Area. USAEC. REP. OR 99. Oak Ridge National Laboratory.

Lucas, D. H., 1958: The Atmospheric Pollution of Cities, *Int. J. Air Pollution*, 1. 71.

Ooms, G., 1972: Calculation of the Plume Path of Gases Emitted by a Stack. *Atm. Env.* 899 – 909.

Pristley, C. H. B., 1956: A Working Theory of the Bent-over Plume of Hot Gas. *Quart. Meteorol. Soc., 82.* 1965.

Spangenberg, W., 1980: Die Müllverbrennungs – Anlage Hameln. VGB. *Kraftwerkstechnik, 60.* 633 – 644.

Wigley, T. M. L., 1975: A numerical analyzis of the Effect of Condensation on Plume Rise. *J. Appl. Met., 14.* 1106 – 1109.

Wigley, T. M. L., Slawson, P. R., 1975: The Effect of Atmospheric Conditions on the Lenght of Visible Cooling Tower Plumes. *Atm. Env., 9.* 437 – 447.

Wu, F., Koh, R., 1977: Matematical Model for Multiple Cooling Tower Plumes. W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources. Report No. KH – R – 37. California Institute of Technology.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november–december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 6. Nov–Dec. 1982. Budapest

A budapesti hőmérséklet szekuláris változásainak sztochasztikus klímamodellje

MIKA JÁNOS—BONCZ JÓZSEF, *Központi Előrejelző Intézet, H-1675 Budapest, Postafiók 32.*

A stochastic climate model of secular changes in the temperature of Budapest. On the basis of functional analogy between meteorological elements averaged for longer periods of time and the Brownian motion, a stochastic climate model has been constructed in order to simulate the changes in the annual mean temperature of Budapest. The internal parameters of the model, based on the Einstein–Kolmogorov equation, can be determined from the time-series of the past, making possible the determination of the feedbacks, which can be parametrized with restricted accuracy in deterministic energy-balance models, as one single parameter defined by locally valid actual data. The basic equation is decomposed to four ordinary linear differential equations regarding the first four momentums. By the solution of these equations it can be seen that the influence of the initial conditions vanishes exponentially in time, i. e. the model is transitive on its interval of acception as wide as (−5K, +2K) of anomalies. The changes in the annual mean temperature from 1883 to 1976 in Budapest can be simulated either by taking into consideration alone the increasing concentration of CO_2 or by considering two or three external factors: the CO_2 concentration variations completed, on the one hand, with changes in turbidity and, on the other hand, with changes in turbidity and in solar constant. It is also shown that the model produces a useful signal on a time scale of temperature fluctuations being shorter than 10 years. Those anomalies, which cannot be explained by the three global factors, have been shown to have no connection with other causes affecting the global and local space-scales synchronously. In the difference between the actual and model-generated temperatures a linear trend as steep as +0.34K/100 years can be found, which may be explained by the increasing effect of the city. At the same time no significant periodicities can be observed in the difference between the actual sequence and the model run. The third momentum generated in the model shows changes parallel to the expected values, the second and fourth momentums run contrary to this. By assuming only an unchanged rate of increase of the CO_2 concentration, for the year 2000 an increase of temperature as high as 0.67K can be forecasted; to this +0.08K will be added due to the trend of the city-effect of Budapest.

A budapesti hőmérséklet szekuláris változásainak sztochasztikus klímamodellje. A hosszabb időre átlagolt meteorológiai elemek és a Brown-mozgás közötti funkcionális analógia alapján Budapest évi középhőmérsékletének változásait szimuláló sztochasztikus klímamodellt konstruáltunk. Az Einstein–Kolmogorov egyenleten alapuló modell belső paraméterei előállíthatók a múltbeli idősorból, ami lehetővé teszi, hogy a determinisztikus energia-egyensúlyi modellekben korlátozott pontossággal parametrizálható visszacsatolásokat egyetlen paraméterként a tényleges, lokálisan érvényes adatokból határozzuk meg. Az alapegyenlet az 1–4. momentumokra nézve négy közönséges lineáris differenciál-egyenletre esik szét, amelyek megoldásából kitűnik, hogy a kezdeti feltételek hatása az idővel exponenciálisan lecseng, vagyis a modell a belső paraméterek által korlátozott, −5 és +2 fok között. értelmezési tartományán tranzitív. Budapest évi középhőmérsékletének változásait a CO_2-koncentráció növekedése az 1883 és 1976 közötti időszakban ugyanolyan mértékben reprodukálja, mint a homályossággal, illetve a homályossággal és az elméleti napállandóval kiegészített két, illetve három globális külső tényező együttesen. Kimutattuk, hogy modellünk a tényleges hőmérséklet 10 évnél rövidebb ingadozásainak időtartományán is hasznos jelet produkál. A három globális külső tényező által meg nem magyarázott anomáliákról kimu-

tattuk, hogy nincs kapcsolatuk további olyan tényezőkkel, amelyek a globális és a lokális térskálán szinkronban hatnának. A valóságos és a modellben generált hőmérsékletek eltérésében kimutatható egy +0,34K/100 év meredekségű lineáris trend, amely a növekvő városhatással magyarázható. A tényleges idősor és a modell-futás közötti eltérésben ugyanakkor szignifikáns periodicitás nem mutatható ki. A modellben generált harmadik momentum a várható értékkel párhuzamos, a második és a negyedik pedig azzal ellentétes változásokat mutat. Csupán a CO_2-koncentráció változatlan ütemű növekedése alapján, a modell segítségével 2000-re 0,67K hőmérséklet-emelkedés jelezhető előre Budapestre, amelyhez a városhatás trendjéből 0,08K további emelkedés járul.

Bevezetés. Az elmúlt években számos kísérlet történt arra, hogy a Föld globális középhőmérsékletének a múlt század végétől napjainkig tapasztalt változásait numerikus klímamodellben szimulálják (*Schneider* és *Mass* 1975, *Baldvin* és mások 1976; *Bryson* és *Dittberner* 1976; *Robock* 1978, *Budüko* 1980; *Vinnyikov* ás *Grojszman* 1981). E modellekben a változások külső okaiként a CO_2-koncentráció exponenciális növekedését, a sztratoszférikus aeroszol-rétegnek a vulkáni tevékenység ingadozásaival összefüggő változásait és – a modellek egy részében – a nap állandó ingadozását vették figyelembe. E tényezők a lassú (simított) változásokat jó közelítéssel leírják, vagyis a globális középhőmérséklet szekuláris menete e három tényezővel lényegében megmagyarázható. Azok az energia-egyensúlyi típusú modellek pedig, amelyek a reprodukció eszközei voltak, a hőmérsékletváltozások hasonlóan kicsiny ($|\Delta t| < 1$ °C) tartományán alkalmasnak látszanak a globális éghajlat előrejelzésére is, feltéve, hogy a külső tényezők időbeli változását és ennek hatását a sugárzási energiaforgalomra valamilyen módon szintén előre tudjuk jelezni.

Valamely fizikai-földrajzi körzetben – így konkrétan a Kárpát-medencében is – a klímaváltozások döntően a globális folyamatok által meghatározott módon zajlanak. Ugyanakkor a változások mértéke függ a felszín-légkör rendszer termikus tehetetlenségének konkrét értékétől, az általános légkörzés módosulásának az adott körzetben fellépő szinoptikus folyamatok gyakorisági eloszlásában okozott anomáliától, valamint azoktól az antropogén tényezőktől, amelyek ma még csak a nagyvárosok és az ipartelepek közelében, az éghajlati mezoskálán jutnak érvényre (pl. troposzférikus aeroszol-szennyezés, antropogén hőtermelés, mesterséges felszín-kialakítás). Ezen lokális tényezők a globális éghajlat fentebb említett modelljeiben, sokkal durvább térbeli felbontásuk miatt, nem vehetők figyelembe. A szükségest megközelítő felbontású általános cirkulációs modellekben pedig a rendkívül nagy számítógép-idő igény miatt ma még az egyenletek több évtizedre történő integrálására nincs lehetőség. Amennyiben tehát egy korlátozott földrajzi térség klímaváltozásainak másodfajú, ill. a jövőben elsőfajú előrejelzése a cél, akkor az erre a térségre érvényes klímamodelleket kell kidolgozni, amelyek paraméterei a lokális sajátosságok mellett természetesen értelemszerűen a globális változások külső tényezőit is magukban foglalják. Dolgozatunkban egy ilyen lokálisan értelmezett klímamodellt mutatunk be.

1. A Brown-mozgás, mint a hőmérsékletváltozások modellje

Első ízben *Hasselmann* (1976), majd később további szerzők (*Lemke* 1977; *Voloscsuk* 1979; *Nicolis* és *Nicolis* 1979; *Sutera* 1981.) használták fel a globális éghajlat modellezésére azt a funkcionális analógiát, amely a Brown-mozgás és a hosszabb időre átlagolt meteorológiai elemek időbeli változásai között fennáll. Az analógia teljessége érdekében tekintsük az egydimenziós Brown-moz-

gást, vagyis azt a jelenséget, amikor egy nagy tömegű, de azért pontszerűnek tekinthető kolloid részecske egyenes menti helyváltoztatása a részecskére ható külső erők és a rendszertelen hőmozgást végző oldószer véletlenszerű impulzusközléseinek hatására megy végbe. Az oldószer molekuláinak nagy száma és egyenkénti mozgásállapotuk megmérhetetlensége miatt a rendszer mozgása nem jelezhető előre a mozgásegyenletek tömegpontonkénti felírása és együttes megoldása útján. Az oldószer és a kolloid részecske közötti ütközések ezért véletlen jelenségként kezelendők, és így a részecske pontos helyének időbeli változása helyett az x pont $\Delta x/2$ sugarú környezetén belüli előfordulás

$$P = \varphi(x, t; x_0, t_0) \cdot \Delta x \tag{1}$$

valószínűségét tudjuk megadni, mint az (x_0, t_0) kezdeti állapot függvényét.

A hosszabb időre átlagolt meteorológiai elemekkel hasonló a helyzet. A légkör állapotainak időbeli egymásutánisága bizonyos idő (1–3 hét) után a hely- és időkoordináták pontszerű függvényeként ugyancsak nem jelezhető előre. Valamely meteorológiai elem időbeli átlaga tehát ezen időn túl már nem kapható meg úgy, mint a minden időpillanatban ismert értékek számtani közepe. Amire az időátlagok megadása során elvileg lehetőség van, az a Brown-mozgáshoz hasonlóan az egyes értéktartományokba esés valószínűsége a kiindulási érték függvényében (Ez természetesen nem csak az időátlagokra, de az előrejelezhetőség határán túl az egyes időpontokhoz tartozó értékekre is vonatkozik.)

A meteorológiai elemek időbeli átlagaiban elkülöníthető egy viszonylag lassú és egyenletes változás, amit az éghajlati rendszer külső tényezőinek változásai, valamint a belső tényezők oszcillációs mechanizmusai, illetve egymáshoz való termikus igazodása vált ki; továbbá egy véletlenszerű fluktuáció, amely az időjárási anomáliák összegeződéséből ered, mint a légkör belső, tranziens tulajdonságának a következménye. A valamely meteorológiai elem időbeli átlagértékét és a kolloid részecske tartózkodási helyét meghatározó folyamatok közötti analógia keretében a lassú éghajlati jellegű változást kiváltó tényezők a kolloid részecskére ható külső erőknek, az időjárási fluktuációk pedig az oldószer és a részecske közötti véletlenszerű ütközéseknek felel meg.

Az x koordinátákat tartalmazó I intervallumon végbemenő Brown-mozgást az ún. Einstein–Kolmogorov féle differenciál-egyenlet írja le (pl. *Tyihonov* és *Szamarszkij* 1956):

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\frac{\partial (a\varphi)}{\partial x} + \frac{\partial^2 (D\varphi)}{\partial x^2}. \tag{2}$$

A $\varphi(x, t; x_0, t_0)$ valószínűségi eloszlást meghatározó $a(x, t)$ és $D(x, t)$ függvényeket az alábbi két határérték definiálja:

$$a(x_0, t_0) = \lim_{\tau \to 0} \frac{\overline{x - x_0}}{\tau} = \lim \frac{1}{\tau} \int_I (x - x_0) \quad \varphi(x, t_0 + \tau; x_0, t_0)\, dx \tag{3}$$

és

$$2D(x_0, t_0) = \lim_{\tau \to 0} \frac{\overline{(x - x_0)^2}}{\tau} = \lim \frac{1}{\tau} \int_I (x - x_0)^2 \varphi(x, t_0 + \tau; x_0, t_0)\, dx \tag{4}$$

A két határérték létezése a független növekményű stacionárius sztochaszti-

kus folyamatok elméletének keretében bizonyítható (*Gihman* és *Szkorohod* 1977). Az $a\,(x, t)$ függvény (3) szerint a kolloid részecske valószínűségi értelemben vett átlagos sebessége, más néven a rendezett mozgás sebessége, a $D(x, t)$ pozitív értékű függvény pedig a mozgás szabálytalanságának a mértéke.

A (2) parabolikus típusú parciális differenciál-egyenlet szerkezetét tekintve hasonlatos a hővezetést és a molekuláris diffúziót leíró egyenletekhez, ezért a $D(x, t)$-t gyakran diffúziós együtthatónak nevezik. Az Einstein–Kolmogorov egyenlettel kapcsolatban meg kell említenünk, hogy a sztochasztikus klímamodellt bemutató dolgozatok többségében a (2) Fokker–Planck egyenlet néven szerepel, annak ellenére, hogy a Fokker–Planck egyenlet az Einstein–Kolmogorov egyenletnek csupán speciális esete (*Horváth*, 1960.), amely nem egyezik meg a klímamodellekben szereplő konkrét alakkal sem.

Alkalmazzuk ezek után a Brown-mozgást Budapest évi középhőmérsékletének modelljeként. Ekkor a (2) egyenlet által meghatározott eloszlásfüggvény az $\Omega = T - T_N$ hőmérsékleti anomáliák valószínűségeit fogja megadni, ahol T_N valamilyen stabilis egyensúlyi hőmérséklet, amely a tapasztalat szerint létezik, mert az elmúlt évszázadok nem mutattak a teljes időszakban egyirányú klímaváltozást. A (2) egyenletet, illetve az alábbiakban ismertetendő sztochasztikus klímamodellt Ω azon értékeinek intervallumára értelmezzük, amely még nem vezet T_N-től különböző, új egyensúlyhoz. Arról, hogy ez a hőmérsékleti intervallum milyen széles, sajnos nem rendelkezünk tapasztalati ismeretekkel, sőt azt sem tudjuk, hogy valóban létezik-e több egyensúlyi klíma ugyanazon külső feltételek mellett úgy, ahogyan ennek lehetősége az egyszerű energia-egyensúlyi modellek viselkedése alapján megfogalmazódott (pl. *Budyko* 1969, *Drazin* és *Griffel* 1977).

A (2) egyenlet a független változó átjelölése után a

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial T} a\,(T, t)\,\varphi + \frac{\partial^2}{\partial T^2} D\,(T, t)\,\varphi \tag{2'}$$

alakot ölti. Fejtsük Taylor-sorban az $a(T, t)$ és $D(T, t)$ függvényeket a T_N egyensúly környezetében:

$$a(T, t) = a(T_N, t) - \beta\Omega + \ldots \tag{5}$$

$$D(T, t) = D(T_N, t) + \left.\frac{\partial D}{\partial T}\right|_{T=T_N} \Omega + \frac{1}{2}\left.\frac{\partial^2 D}{\partial T^2}\right|_{T=T_N} \Omega^2 + \ldots = D_0 + \alpha\Omega + \Omega^2 + \ldots \tag{6}$$

Az előállított tagok és tényezők fizikai tartalma a következő:

- $a(T_N, t) = R(t)$ foglalja magába a Budapest évi középhőmérsékletének változásai szempontjából külső tényezőket. Ide tartoznak a globális éghajlatban is változásokat kiváltó természetes és antropogén hatások (vulkánosság, napállandó CO_2, stb.) és az antropogén tevékenység lokálisan megmutatkozó következményei, amelyeket együttesen városhatásnak nevezhetünk, és végül az általános légkörzés azon periodikus és aperiodikus változásai, amelyek eredményeképpen megváltoznak az advektív hőfelvétel és a sugárzási energiával való gazdálkodás feltételei (pl. a felhőzet, a nedvességtartalom stb). Ez a tag a hőmérsékleti idősorból *a priori* nem határozható meg.
- $\beta > 0$ a pozitív és negatív visszacsatolási mechanizmusokat foglalja össze egyetlen számban, pozitív előjelével biztosítva a modell stabilitását.

– D_0, α és γ az időjárási fluktuáció erősségét szabályozza, mivel joggal feltételezhető, hogy a hőmérséklet változásaival a fluktuáció intenzitása sem marad állandó. Ha ugyanis a globális változásokkal összhangban emelkedik a hőmérséklet, akkor a Budapesttől északra elhelyezkedő frontálzóna még északabbra tolódik, és így az e frontálzónán képződő ciklonok még ritkábban okoznak erős lehűlést. Ha pedig az évi középhőmérséklet csökken, akkor a frontálzóna tengelye délebbre húzódik, gyakrabban vonva hatása alá a Kárpát-medencét. A frontálzóna helyzete és az időjárási fluktuáció közötti összefüggés megfigyelhető a havi középhőmérsékletek szórásának övezetes eloszlásában is (*Péczely*, 1974).
Az időjárási fluktuáció és a hőmérséklet közötti kapcsolat másodfokú alakja megengedi, hogy igen erős lehűlés után, amikor a frontálzóna tengelyéhez képest Budapest már északra helyezkedik el, a fluktuáció ismét csökkenjen.

A β, D_0, α és γ együtthatók a sorfejtés formalizmusa szerint függnek az időtől, de mivel értékeiket Budapest hőmérsékleti idősorából, mint egyetlen tealizációból kell megbecsülnünk, e paraméterek időbeli változásaitól el kell rekintenünk.

Beírva (2')-be a sorfejtés után megmaradt tagokat, a

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial \Omega}(-\beta\Omega + R)\,\varphi + \frac{\partial^2}{\partial \Omega^2}(D_0 + \alpha\Omega + \gamma\Omega^2)\,\varphi \tag{7}$$

egyenlethez jutunk, amely megadja a $\varphi(\Omega, t)$ eloszlásfüggvény időbeli változásait. Az eloszlásfüggvények kezelése és a valóságos idősorokból való becslése azonban általában nehézkes, ezért célszerű (7)-ből az eloszlás momentumaira vonatkozó összefüggések levezetése. Ha ennek érdekében *Voloscsuk* (1979) nyomán (7)-et rendre megszorozzuk Ω^n-nel, ahol $n = 1, 2, 3, 4, \ldots$ és integráljuk Ω szerint a $(-\infty, +\infty)$ intervallumra, akkor a φ eloszlás momentumaira az

$$\frac{1}{b}\frac{d}{dt}\langle \Omega^n \rangle = -[\beta - (n-1)\gamma]\langle \Omega^n \rangle + [R + (n-1)\alpha]\langle \Omega^{n-1} \rangle + (n-1)\,D_0 \langle \Omega^{n-2} \rangle \tag{8}$$

közönséges lineáris differenciál-egyenletekhez jutunk. Mivel az eloszlásfüggvények szokásos jellemzői közül a negyedik momentum a legmagasabb, és a modell paramétereinek meghatározásakor (ld. 2. fejezet) ezt fel is használjuk, (8)-at $n = 1, 2, 3$ és 4 értékek mellett oldottuk meg:

$$\frac{d\langle \Omega \rangle}{dt} = -\beta\langle \Omega \rangle + R, \tag{9}$$

$$\frac{d\langle \Omega^2 \rangle}{dt} = -2(\beta - \gamma)\langle \Omega^2 \rangle + 2(R + \alpha)\langle \Omega \rangle + 2D_0, \tag{10}$$

$$\frac{d\langle \Omega^3 \rangle}{dt} = -3(\beta - 2\gamma)\langle \Omega^3 \rangle + 3(R + 2\alpha)\langle \Omega^2 \rangle + 6\,D_0\langle \Omega \rangle, \tag{11}$$

$$\frac{d\langle \Omega^4 \rangle}{dt} = -4(\beta - 3\gamma)\langle \Omega^4 \rangle + 4(R + 3\alpha)\langle \Omega^3 \rangle + 12\,D_0\langle \Omega^2 \rangle. \tag{12}$$

Figyelmet érdemel, hogy (9) értelmében a várható érték változásait az időjárási fluktuációk nem befolyásolják. A (9)–(12) egyenletek megoldását megkönnyíti, hogy minden momentum időegység alatti megváltozásához csak az alacsonyabb momentumok értékeire van szükség.

2. A paraméterek meghatározása

A (9)–(12) egyenletekben szereplő D_0, α és γ paramétereket Budapest évi középhőmérsékleteinek idősorából határozhatjuk meg, ismételten felhasználva *Voloscsuk* (1979) levezetését. Alkalmazzuk a (9)–(12) egyenleteket az $\langle\Omega\rangle = 0$ stacionárius egyensúlyra, amely egyben föltételezi, hogy $R = 0$. A bal oldalak zérussá válása után osszuk végig az egyenleteket β-val. (10)–(12) ekkor három lineáris egyenletet szolgáltat D_0^*, α^* és γ^* értékekre, ahol

$$D_0^* = D_0/\beta, \quad \alpha^* = \alpha/\beta \quad \text{és} \quad \gamma^* = \gamma/\beta.$$

A kérdés csak az, hogy az idősor melyik szeletéből becsüljük meg a „stacionárius egyensúly"-t jellemző második, harmadik és negyedik momentumokat.

A műszeres mérések alapján 1781-től rendelkezésre álló, teljes 200 évet átfogó idősor nem megfelelő, mert minden valószínűség szerint nem elégíti ki az $R = 0$ követelményt. Ugyanez a követelmény kizárja az idősor hosszabb, száz évnyi szeleteit is, s csak azok a 20–30 év hosszúságú időszakok jönnek számításba, amelyeken belül nem mutatható ki egyenletes (trendszerű) változás. Ezen időszakok megtalálása érdekében 1781-től minden évből kiindulva 10, 15, 20, 25 és 30 egymást követő évre meghatároztuk a lineáris trendek iránytangenseit. Ezek közül a stacionárius egyensúly követelményét leginkább megközelítőnek azon időszakokat tekintettük, amelyekre a 30 évre vonatkozó trend nagy pontossággal zérus, és a 30 éven belüli rövidebb szakaszok trendje is a zérushoz közeli. A 200 évi idősorból közös éveket nem tartalmazó három trendmentes 30 évet választottunk ki: az 1832–61, az 1870–99 és az 1914–43 közötti időszakokat. Mindhárom időszakra kiszámítottuk a D_0^*, α^* és γ^* értékeket; azt tapasztaltuk, hogy míg $D_0^* \pm 10\%$ pontossággal, γ^* pedig előjelben és nagyságrendben azonosnak mutatkozott, addig α^* értékei előjelben sem egyeztek. Mivel az időjárási fluktuáció és a hőmérséklet közötti kapcsolat jellegét csak az 1914 és 1943 közötti időszak adta vissza előjel-helyesen, a D_0^*, α^* és γ^* paraméterek megállapításához a továbbiakban csak ezt a 30 évet használtuk fel.

Hátra volt még β értékének meghatározása; ehhez felhasználtuk, hogy D_0 nemcsak a stacionárius megoldásból, hanem a (4) definíciós egyenlet alapján is becsülhető. A $\tau \to 0$ esetén fellépő határértéket az egymást követő évekből számított átlagos négyzetes megváltozással helyettesítve, az eredmény $D_0 = 0{,}580\ \mathrm{K^2\ év^{-1}}$, amellyel a (10)–(12) egyenletekből számított $D_0 = 0{,}565\ \mathrm{K^2\ év^{-1}}$ et elosztva $\beta = 0{,}97\ \mathrm{év^{-1}}$ adódott. Behelyettesítve ezt az értéket α^* és γ^*-ba, $\alpha = -0{,}17\ \mathrm{K\ év^{-1}}$ és $\gamma = -0{,}060\ \mathrm{év^{-1}}$ eredményt kapjuk.

A D_0, α és γ paraméterek ismeretében meghatározható az a hőmérsékleti intervallum, amelyen belül teljesül a $D > 0$ feltétel, vagyis amelyre a modell egyáltalán értelmezhető. A $D = D_0 + \alpha\Omega + \gamma\Omega^2$ egyenlet gyökei $-4{,}8$ és $+2{,}0\,^\circ\mathrm{C}$, e tartományon kívül D negatívvá válik. Nem zárható ki, hogy véletlen egybeesésről van szó, de mindenesetre tény, hogy a *Budüko* (1974) által szerkesztett energia-egyensúlyi modellben egész fok pontossággal ugyanezek az értékek adódtak a globális évi középhőmérséklet ún. kritikus értékeire. A napállandó fokozatos változtatásával kapcsolatos kísérletben ezen értékek elérése után további napállandó-változásra a modell-klímában ugrásszerűen teljes eljegesedés, ill. az Északi-félteke jégtakarójának teljes elolvadása következett be. Ezek a kritikus értékek kijelölik a stabilis egyensúly határait, amelyeken belül – értelmezéseinknek megfelelően – modellünk érvényesnek tekinthető.

Az $R(t)$ külső tényező meghatározása érdekében tekintsük az egység alapú vertikális légoszlop és az aktív felszín együttes energia-egyensúlyi egyenletét:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{q}[S(Q_0(t), P(t), T) - L(g(t), T) + V(t) + A(T, t)], \tag{13}$$

ahol S a légoszlop rövidhullámú sugárzási mérlege, Q_0 az évi átlagban a légoszlop külső határára érkező napsugárzás, P a légkör optikai vastagsága, L a légoszlop hosszú hullámú sugárzási mérlege, $g = C/C_0$ a légkör CO_2-koncentrációjának relatív értéke, V a városhatás, A az advekció útján a légoszloppal közölt hőmennyiség, q a felszín-légkör rendszer W év m^{-2} K^{-1} dimenziójú, ún. termikus tehetetlensége.

A (13) jobb oldalán szereplő függvényeket fejtsük Taylor-sorba valamenynyi, az időtől különböző változó szerint, és az elsőfokú tagokkal bezáróan írjuk fel a jobb oldalt a T_N egyensúlyi állapot környezetében:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{q}\left[Q_0\left\{(1-\alpha_0) - \frac{\partial\alpha}{\partial P}P' - \frac{\partial\alpha}{\partial T}T'\right\} + (1-\alpha_0)Q_0 - L\ (T_N)\ (1+k'(g)\ ) - \right.$$
$$\left. - bT' + V + V'(t) + A(T_N) + A'(T) + A''(t)\right]. \tag{14}$$

A T_N egyensúly fennállásakor az energiatagok egyensúlyt tartanak, vagyis

$$Q_0(1-\alpha_0) - (a + bT_N) + V + A(T_N) = 0, \tag{15}$$

amivel (14)-et egyszerűsítve a

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{q}\left[Q_0\left(-\frac{\partial\alpha}{\partial P}P' - \frac{\partial\alpha}{\partial T}T'\right) + (1-\alpha_0)Q'_0 - k'(g)(a+bT_N) - bT' + V'(t) + \right.$$
$$\left. + A'(T) + A''(t)\right] \tag{16}$$

egyenlethez jutunk.

Hasonlítsuk össze (16)-ot a sztochasztikus modell által generált várható érték változásait leíró (9) egyenlettel. Mindkét egyenlet jobb oldala a hőmérséklet időegység alatti megváltozását tartalmazza, így ennek alapján szétválaszthatók a hőmérsékleten keresztül érvényre jutó visszacsatolások, mint $-\beta\langle\Omega\rangle$ összetevői és az R-ben összefoglalt külső tényezők:

$$-\beta\langle\Omega\rangle = \frac{1}{q}\left[Q_0\frac{\partial\alpha}{\partial T}T' + bT' - A'(T)\right], \tag{17}$$

$$R = \frac{1}{q}\left[-Q_0\frac{\partial\alpha}{\partial P}P' + (1-\alpha_0)\,Q'_0 - k'(g)(a+bT_N) + V'(t) + A''(t)\right]. \tag{18}$$

A (17) jobb oldalán szereplő visszacsatolások parametrizálása az energiaegyensúlyi klíma-modellezés legnagyobb nehézsége, különösen ami az albedó és a hőmérséklet, ill. az advektív hőszállítás és a hőmérséklet közötti kapcsolatot illeti. Azzal, hogy a β értékét az empirikus idősorból számítottuk ki, sikerült megkerülnünk ezt a nehézséget.

Az $R(t)$-ben szereplő sugárzási energiafelvételi tagokat mintegy 10%-os pontossággal az alábbiakban ismertetett források felhasználásával vettük számításba, míg $V'(t)$ és $A''(t)$ explicit figyelembevételére nem találtunk lehetőséget. Amennyiben föltételezhetnénk, hogy a felsorolt éghajlatalakító tényezőkön kívül más már nincs befolyással Budapest évi középhőmérsékletére, akkor $V'(t)$ és $A''(t)$ úgy interpretálhatók, mint a valóság és a modell eltérésének okai.

A (18)-ban szereplő Q_0, $a + bT_N = L(T_N)$ és α_0 mennyiségeket *Ellis* és *Vonder Haar* műholdas méréseken alapuló adataiból számítottuk ki (*Kondratyev*, 1980),

a 48. északi szélességre interpolálva a 10 fokonként megadott évi középértékeket.

A $\partial\alpha/\partial P$ mennyiséget *Ohring* (1979) nyomán 0,057-nek vesszük. A $k'(g)$ függvényt *Ramanathan* (1980) nyomán a

$$k'(g) = k_0 \ln g \tag{19}$$

alakban keressük. *Ramanathan* és mások (1979) számításai szerint a CO_2-koncentráció megduplázódása ($g=2$) a légkör hosszú hullámú mérlegének 4 Wm^{-2} nagyságú emelkedéséhez vezet, amelyből – figyelembe véve, hogy az egész Föld hosszúhullámú mérlege $\bar{L} = S_0(1-\alpha_0)4$ – az eredmény $k_0 = 0{,}025$.

A modellünkben figyelembe vett fenti számértékekkel (18)

$$R = \frac{1}{q}\left(-20\,P' + 0{,}63\,Q_0' + 5{,}3 \ln g'\right) \tag{20}$$

alakú lesz. A q termikus tehetetlenség mértéke az éghajlati modellben, illetve empirikus számítások alapján globális átlagban 1 és 20W év $m^{-2}K^{-1}$ értékek között változik, a szárazföldek felett q a globális átlagnál alacsonyabb. E két ok miatt nincs mód arra, hogy a külső tényezőket meghatározó többi paraméterhez hasonlóan q értékét is irodalmi forrásokból vegyük át. Ezért a Budapest földrajzi koordinátáihoz tartozó termikus tehetetlenséget a két leggyakrabban elvégzett modellkísérlet, az 1%-os napállandó-változás, illetve a CO_2 duplázódás legvalószínűbb hőmérsékleti követelménye alapján számítottuk ki. Modellünk (9) egyenletének megoldása

$$\langle\Omega\rangle(t) = e^{-\beta t}\left[\langle\Omega\rangle_0 + \int_0^t Re^{\beta t'}\,dt'\right] \tag{21}$$

A mondott tipikus modell-kísérletekben R értéke állandó, és a modellek az ehhez tartozó aszimptotikus megoldásokat állítják elő ($t \to \infty$).

Ekkor R kivihető az idő szerinti integrál elé és (21) az

$$\langle\Omega\rangle(t) = e^{-\beta t}\left[\langle\Omega\rangle_0 + \frac{R}{\beta}\left(e^{\beta t} - 1\right)\right] \tag{22}$$

alakot ölti, amelyeknek aszimptotikus megoldása $\langle\Omega\rangle(\infty) = R/\beta$. A különböző típusú modellek alapján a *Molnár* és *Mika* (1981) által ismertetett fizikai-statisztikai becslés szerint az 1%-os napállandó-emelkedés $+2{,}2$K; a CO_2 duplázódás pedig $+2{,}3$K melegedést vált ki a globális középhőmérsékletben.

Manabe és *Stouffer* (1980) reális kontinens-óceán eloszlást szimuláló általános cirkulációs modelljének eredményei szerint a Budapest földrajzi koordinátáinak megfelelő pontban a hőmérséklet érzékenysége 1,2-szerese a globális érzékenységnek. Ezt figyelembe véve $\langle\Omega\rangle(\infty)$ értékében, q értékére 0,7, illetve 1,4 W év $m^{-2}K^{-1}$ adódott. A q termikus tehetetlenség mértékére ezek számtani közepét, 1,0 W év $m^{-2}K^{-1}$ értéket választottuk.

Az együtthatók meghatározása után rátérünk a P', Q_0' és g' „független változók" reprodukálására. A légkör optikai vastagságának az aeroszol-koncentrációval összefüggő évenkénti P értékeit *Bryson* és *Goodman* (1980) munkájából vettük át, akik a 20. és 65. északi szélesség között elhelyezkedő 42 aktinometriai állomás 1883 és 1976 közötti méréseit használták fel. A ppm dimenziójú CO_2-koncentráció időbeli változásait *Bjutner*

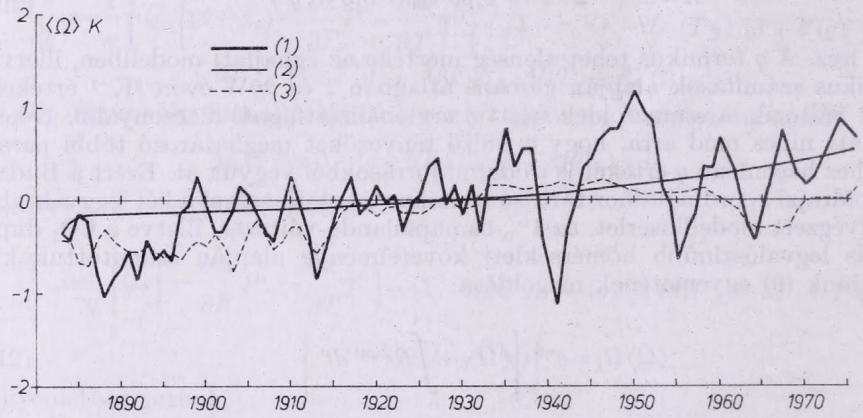
$$C(t) = 290 + 1{,}533\,\exp\{0{,}0287(t-1860)\} \tag{23}$$

approximációs képlete alapján vettük figyelembe (*Vinnyikov* és *Grojszman* 1981.).

A Q_0 rövidhullámú fluxus változásait a Wolf-féle W relatív napfoltszámok függvényében (*Eddy*, 1977) a

$$Q_0 = k(\varphi)\, S_0 + S_1 \sqrt{W} - S_2 W \tag{24}$$

alakban kerestük *Schneider* és *Mass* (1975) nyomán, ahol a $k(\varphi)$ a földrajzi szélességet és a nappalok átlagos hosszát veszi figyelembe. Az S_i együtthatókat két forrásmunka adataira is meghatároztuk: *Kondratyev* és *Nyikolszkij* (1978) a közép-sztratoszférában mérhető ún. „meteorológiai napállandó", *Hoyt* (1978) pedig a légkörön kívül mérendő „elméleti napállandó" értékeit ábrázolta a relatív napfoltszám függvényében. A meteorológiai napállandó változásainak érték



1. ábra. A 3 évre simított évi középhőmérséklet (1), a CO_2 koncentráció (2), illetve a CO_2 koncentráció + homályosság változása (3) alapján

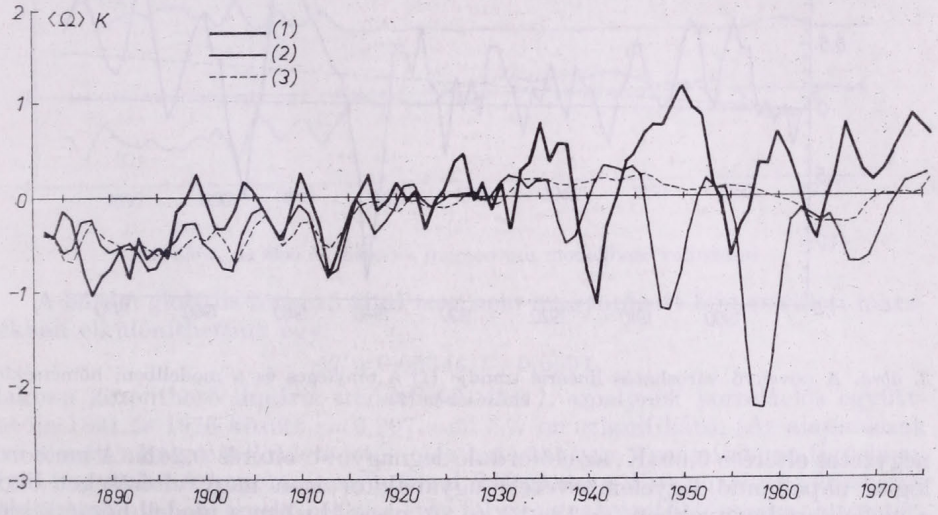
tartománya meghaladta az 1%-ot, míg az elméleti napállandóé csak ennek mintegy 1/10-ed részét tette ki. A meteorológiai napállandó nagyfokú változékonyságát *Kondratyev* és *Nyikolszkij* a sztratoszféra kémiai összettételének változásaival magyarázza, ami a Nap kemény elektromágneses sugarainak hatása alatt áll. A Q_0 fluxust Wm^{-2}-ben mérve a meteorológiai napállandó esetén $S_0 = 1362{,}0$; $S_1 = 3{,}846$; $S_2 = 0{,}332$, míg az elméleti napállandóra $S_0 = 1366{,}9$; $S_1 = 0{,}0581$; $S_2 = 0{,}00774$ értéket kapunk.

3. Eredmények

Az előző két pontban ismertetett sztochasztikus klímamodell megoldása a (9)–(12) közönséges differenciál-egyenletek időbeli integrálását jelenti az $R(t)$-ben megadott időfüggő külső feltételek mellett. A véges különbségek alakjában előállított megoldás numerikus stabilitását a $\tau = 1/3$ éves időlépcső alkalmazásával érjük el. Kezdeti t_0 időpontként az 1883-as évet választottuk, mivel a P' homályossági mutató ettől az évtől állt rendelkezésünkre. A kezdeti föltételeket a hőmérsékleti idősorból az 1870 és 1896 közötti időszak trendmentes 30 éve alapján számítottuk ki, ahonnan $\langle \Omega \rangle (t_0) = -0{,}503$; $\langle \Omega^2 \rangle (t_0) = 0{,}483$; $\langle \Omega^3 \rangle (t_0) = 0{,}207$ és $\langle \Omega^4 \rangle (t_0) = 0{,}741$.

A modellel végzett első kísérlet célja annak megismerése volt, hogy az egyenletek megoldása milyen mértékben függ a kezdeti értékek megválasztá-

sától. Annak érdekében, hogy a modellt meghatározó egyenletek szerint egymással konzisztens kezdeti föltételeket állítsunk elő, a mesterséges $R(t)$ kényszer-függvény alkalmazásával generáltunk változásokat a modellben, és a $-1\,°C$ ill. $+1\,°C$ változáshoz tartozó momentum-négyesről mint az 1883-hoz tartozó kezdeti értéktől újra indítottuk a modellt. Eközben $R(t)$ már a CO_2-koncentrációtól, a homályosságtól és a napállandótól függő, időben változó értékeket vette föl. Azt tapasztaltuk, hogy a valódi ($\langle\Omega\rangle_0 = -0{,}5$), ill. a mesterséges kezdeti állapotokról induló megoldás $7-8$ év elteltével $\pm 10^{-3}$ (K)^n pontossággal megegyezik mind a négy kiszámított momentum értékeiben. A modell viselkedését tehát a kezdeti értékek megválasztása $7-8$ év után már nem befolyásolja, ezen időn túl a külső tényezők válnak egyértelműen meghatározóvá. Ez egyben azt is jelenti, hogy a modell tranzitív.

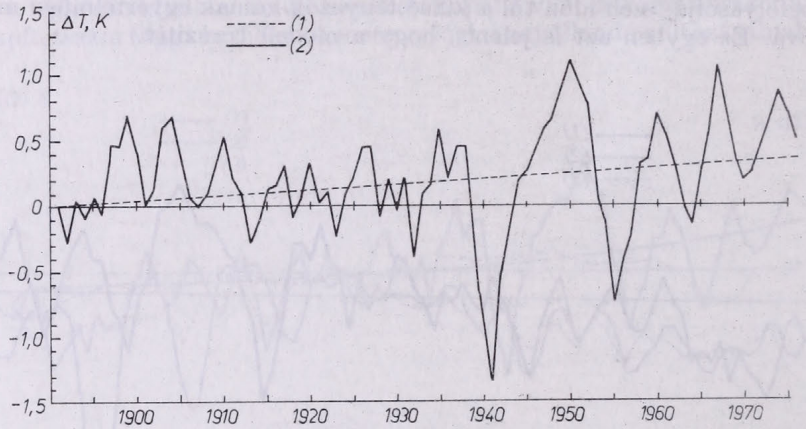


2. ábra. A 3 évre simított évi középhőmérséklet (1) az elméleti (3), illetve a meteorológiai napállandó (2) alapján, $CO_2 + P$ változásai mellett

A következő kísérlet-sorozatban megkíséreltük reprodukálni Budapest évi középhőmérsékleteinek változásait 1883 és 1976 között, vagyis arra az időszakra, amelyre a globális átlagban meghatározott külső tényezők rendelkezésünkre álltak. Mivel a $V'(t)$ városhatást és az $A''(t)$ cirkulációs tényezőt explicite nem ismerjük, a számítások egyben arra is alkalmasak, hogy szétválasszuk a lokális és a globális tényezőket.

Elsőként $R(t)$-ben csupán az CO_2-koncentráció növekedését vettük figyelembe, amelyre az $\langle\Omega\rangle$ egyenletes emelkedéssel reagált *(1. ábra)*. A következő kísérletben a múltbeli változásokat a CO_2-koncentráció és a vulkánossággal összefüggésben változó P homályosság együttes hatásaként közelítettük. Az egy, illetve két külső tényező hatása alatt kialakult modell-idősorok az aktív vulkánosság időszakában jelentősen eltérnek egymástól *(1. ábra)*. A modell-eredmények és az ábrázolt, 3 évi átkaroló közepeléssel simított tényleges hőmérsékletek közötti korreláció a CO_2-koncentráció változásait tartalmazó változatban 0,54; a két tényező együttes figyelembe vétele után csak 0,53. Az újabb tényező bevonása tehát nem javította a tényleges idősor reprodukálásának minőségét.

A CO_2-koncentráció és a homályosság mellett harmadik éghajlat-alakító külső tényezőként a napállandó változásait is bevontuk a múltbeli változások reprodukálásába. A *2. ábrán* az „elméleti" napállandó *Hoyt* (1978), illetve a „meteorológiai" napállandó *Kondratyev* és *Nyikolszkij* (1978) adatai alapján kiszámított értékeivel reprodukált modell-hőmérsékleteket ábrázoltuk a tényleges hőmérséklet 3 évi átkaroló közepeléssel számított értékeivel együtt. A *Hoyt* nyomán számított napállandó, mint harmadik tényező a modell-hőmérséklet alakulását az előző két tényezőnél lényegesen kevésbé befolyásolja. A napállandó változásaival, illetve anélkül előállított hőmérsékleti menetek átlagos



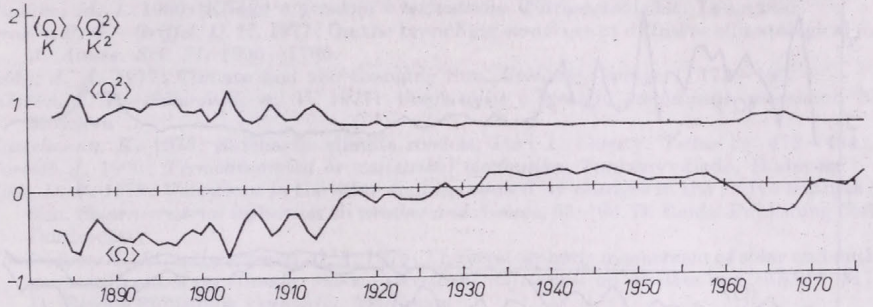
3. ábra. A növekvő városhatás lineáris trendje (1) a tényleges és a modellbeni hőmérséklet eltérésében (2)

négyzetes eltérése 0,094K, az előforduló legnagyobb eltérés 0,24K. A meteorológiai napállandó figyelembevétele ugyanakkor igen nagy eltéréseket okoz a modell-eredményekben. A 18. 19. és 20. napciklusban a modell-hőmérséklet 2—3 fokkal eltér a valóságostól és az ingadozás fázisa is ellentétes, emiatt a meteorológiai napállandó és a Wolf-féle napfoltszám *Kondratyev* és *Nyikolszkij* által közölt összefüggése valószínűleg felülvizsgálatra szorul.

A következőkben megvizsgáltuk, hogy a mindhárom külső tényező változásait figyelembe vevő modell-eredmények a valódi idősor milyen hosszúságú ingadozásairól tartalmaznak hasznos jelet. Ennek érdekében meghatároztuk a 3 évi átkaroló közepelés, illetve a közelítően 5 és 10 évi közepelést biztosító konvolúciós szűrő (*Boncz*, 1981) alkalmazása után kialakított, simított valódi hőmérsékleti menet és a modell-eredmények közötti korrelációs együtthatókat. A korrelációs együtthatók értékeire simítás nélkül +0,34; 3 évi simítással +0,49; az 5 illetve 10 évi simítással +0,62, illetve +0,32 adódott, vagyis a modell a 10 évnél rövidebb hőmérsékleti fluktuációk tartományán is hasznos jeleket produkál.

Elemeztük a valódi hőmérséklet 3 évi simított értékeit és a 3 külső tényezőn alapuló modell-futtatás közötti eltérést is, megkísérelve feltárni az eltérés okait. Elsőként a napállandó nélkül kapott eltérés évenkénti értékeit összehasonlítottuk a *Vinnyikov* és *Grojszman* (1981) által alkotott nulla-dimenziós globális energia-egyensúlyi modellben reprodukált hőmérséklet és az Északi-félgömb évi középhőmérsékleteinek különbségével. Modellünkben a CO_2-kon-

centrációt és a homályosságot azonos módon parametrizáltuk, ezért feltételezhetjük hogy ha e két tényezőn kívül végbementek olyan éghajlatalakító folyamatok, amelyek a globális és a lokális skálán egyaránt hatottak, akkor ennek meg kellene mutatkoznia a két modell által reprodukált hőmérséklet és a két térskálát jellemző valódi értékek közötti eltérések párhuzamos futásában. A két hőmérsékleti maradék-idősor korrelációja azonban jelentéktelennek adódott, amelyből azt a következtetést vontuk le, hogy Budapest hőmérsékleti idősorában a modell által megmagyarázott anomáliák már nem globálisan ható éghajlatalakító tényezők következményei.



4. ábra. Az első és második momentum modellbeni változásai

A három globális tényező által meg nem magyarázott hőmérsékleti maradékban elkülöníthetünk egy

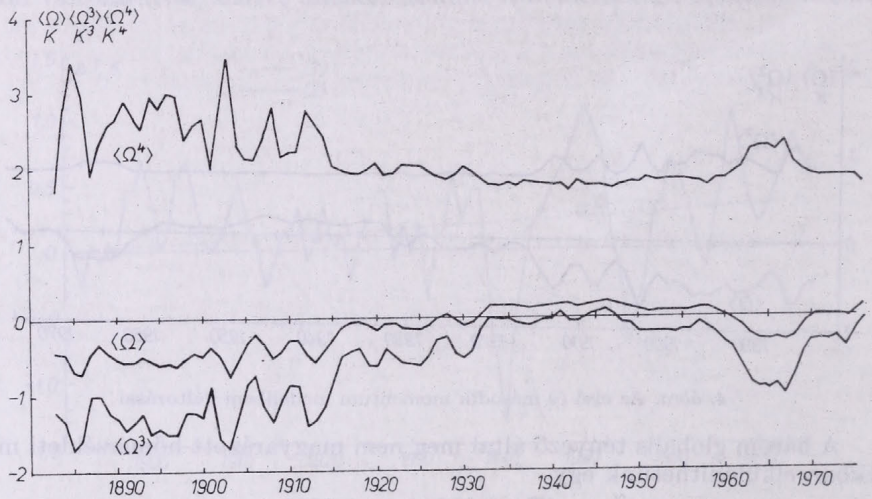
$$\Delta T = 0{,}00344 \cdot t + 0{,}0591$$

alakban közelíthető lineáris trendet *(3. ábra)*, amelynek korrelációs együtthatója 1891 és 1976 között $r = 0{,}207$, ami 5%-on szignifikáns. (Az alapidőszak első 8 évét, amelyre a kezdeti érték még hatással van, e számításban figyelmen kívül hagytuk.) A kapott lineáris trend felfogható a $V(t)$ növekvő városhatás következményének, amely két alapvető folyamatra vezethető vissza: a mesterséges városi felszín növekvő részarányára és a fokozódó antropogén tevékenység következtében lokális klímaalakító tényezővé vált gáz, aeroszol és hőkibocsátásra *(Probáld,* 1974).

Kivonva a kapott trendet a hőmérséklet meg nem magyarázott maradékából, új idősort kapunk, amely az általános cirkuláció változékonyságából eredő, (18)-ban $A''(t)$-vel jelölt klímaalakító tényezővel magyarázható. Megvizsgáltuk, hogy a maradékban kimutatható-e valamilyen szignifikáns periódus. *Péczely* és *Makra* (1980) nyomán, az általuk Budapest hőmérsékleti idősorában jellemzőnek talált 5 – 8, illetve 13 és 14 éves hullámok amplitúdóját kiszámítva, a maradék-idősorban csupán a 13 éves hullám mutatkozott gyengén szignifikánsnak ($P = 15\%$). Megállapíthatjuk tehát, hogy az általános cirkuláció anomáliái jelentős, aperiodikus változékonyságot okoznak Budapest évi középhőmérsékletében.

Az eddigiekben csupán a várható érték változásait elemeztük, amelyben a D_0, α és γ paraméterek nem jutnak szerephez. Amennyiben a modell-eredmények elemzését az első momentummal lezárnánk, akkor a modell sztochasztikus természetét egyedül a β visszacsatolás kiszámításában használnánk fel. A *4. ábrán* a CO_2-koncentráció és a homályosság változásainak következményeit mutatjuk be az első, illetve a második momentumban. A két görbe futása alap-

ján megállapítható, hogy a modellbeli szórásnégyzet a külső tényezők változásaival ellentétesen és valamivel kisebb mértékben reagál, mint az első momentum. Az *5. ábrán* a harmadik és a negyedik momentumok modellbeni futását ábrázoltuk a várható értékkel párhuzamosan. Megfigyelhető, hogy a harmadik momentum az elsővel párhuzamos, a negyedik pedig ellentétes futású. (A modellbeni magasabb momentumokat nem hasonlítottuk össze a véges időszakok tényleges adataiból becsülhető változásokkal, mert megítélésünk szerint az idősor nem ergodikus volta a magasabb hatványok becslését pontatlanná teszi.)



5. ábra. Az első, a harmadik és a negyedik momentum változásai

A hőmérséklet múltbeli értékeinek reprodukálásával kapcsolatos eredmények alapján megállapíthatjuk, hogy előrejelzésre csak a CO_2-koncentráció növekedése és a városhatás lineáris trendje használható. Elvégezve a kizárólag a CO_2-koncentráció exponenciális növekedésén alapuló előrejelzési kísérletet, azt az eredményt kaptuk, hogy 2000-re az évi középhőmérséklet 1976-hoz képest 0,67K fokkal emelkedik. Ha ehhez hozzáadjuk a városhatás lineáris trendjéből erre az időszakra eső 0,08K fokos melegedést, akkor eredőként 0,75K fokot kapunk. A modell által figyelmen kívül hagyott, illetve az előre nem jelezhető tényezők hatása és a fenti érték összegeződve alakítja majd ki Budapest évi középhőmérsékletének 2000-re bekövetkező változását.

4. A modell és az eredmények érvényessége

Az ismertetett modell, a globális klímára már több ízben alkalmazott megközelítés lokális változata, amelynek levezetése és a belső paraméterek becslése során nagymértékben felhasználtuk *Voloscsuk* (1979) gondolatmenetét. Modellünk a fizikai dedukció eszközeivel nem igazolható, ezért a megközelítés sikere kizárólag a nyert eredmények újszerűségén és igaz voltán mérhető le. Az ismertetett eredmények újszerűsége viszonylagos, amennyiben zömmel a globális klíma széles körben vizsgált jellemzőinek Budapestre vonatkozó meghatározását jelenti. Az eredmények egy részének igaz volta valószínűsíthető a globális értékekkel való közelítő egyezés miatt, míg más részük a modelltől független igazolásra vár.

Baldvin, B.—Pollack, J. B.—Summers, A.—Toon, O. B.—Sagan, C.—Van Camp, W. 1976: Stratospheric aerosols and climatic change. *Nature 263*

Boncz J. 1981: Digitális szűrők alkalmazása meteorológiai adatsorok elemzésére. *Beszámolók az 1981-ben végzett tudományos kutatásokról* (Megjelenés alatt)

Bryson, R. A.—Dittberner, G. J. 1976: A non-equilibrium model of hemispheric mean surface temperature. *J. Atmos. Sci. 33,* 2094—2106.

Bryson, R. A.—Goodman, B. M. 1980: Volcanic activity and climatic changes. *Science 207,* 1041—1044.

Budyko, M. I. 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus 21,* 611—619.

Budüko, M. I. 1974: *Izmenyenyija klimata.* Gidrometeoizdat, Leningrád.

Budüko, M. I. 1980: *Klimat v proslom i buduscsem.* Gidrometeoizdat, Leningrád

Drazin, P. G.—Griffel, D. H. 1977: On the branching structure of diffusive climatological models. *J. Atmos. Sci. 34,* 1696—1706.

Eddy, J. A. 1977: Climate and the changing Sun. *Climatic Change 1,* 173—190.

Gihman, I. I.—Szkorohod, A. V. 1977: *Vvegyenyije v tyeoriju szlucsajnüh processzov.* Nauka, Moszkva

Hasselmann, K. 1976: Stochastic climate models, Part 1. Theory. *Tellus 28,* 473—484.

Horváth J. 1960: *Termodinamika és statisztikai mechanika.* Tankönyvkiadó, Budapest

Hoyt, D. V. 1978: Variations in the solar contans caused by changes in the active features on the Sun. *Solar-terrestrial influences on weather and climate,* 65—68. D. Reidel Publishing Company Dordrecht

Kondratyev, K. Ja.—Nyikolszkij, G.A, 1978: The stratospheric mechanism of solar and anthropogenic influences on climate. *Solar—terrestrial influences on weather and climate,* 317—322 D. Reidel Publishing Company, Dordrecht

Kondratyev, K. Ja. 1980: *Radiacionnüje faktorü szovremennüh izmenyenyij globalnogo klimata.* Gidrometeoizdat, Leningrád

Lemke, P. 1977: Stochasctic climate models, Part 3. Application to zonally averaged energy models. *Tellus29,* 385—392.

Manabe, S.—Stouffer, R. J. 1980: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO_2 concentration in the atmosphere. *J. Geophys, Res. 85, C10.* 5529—5554.

Molnár G.—Mika J. 1981: Combined physical-statistical estimate of global changes due to solar constant variations, based on model results. IRC/IAMAP Symposium on the Solar Constant and the Spectral Distribution of Solar Irradiance, Hamburg (Megjelenés alatt)

Nicolis, C.—Nicolis, G. 1979: Environmental fluctuation effects on the global energy balance. *Nature, 281,* 132—134.

Ohring, G. 1979: The effect of aerosols on the temperatures of a zonal average climate model. *Pageoph. 117.*

Péczely G. 1974: Variability of monthly and annual mean temperatures on the Earth. *Időjárás 78,* 202—209.

Péczeyl G.—Makra L. 1980: Winter and summer temperature periodicities in Budapest. *Acta Climatologica Universitas Szegedinas 16—17,* 89—93.

Probáld F. 1971: *Budapest városklímája.* Akadémiai Kiadó, Budapest

Ramanathan, V.—Lian, M. S.—Cess, R. D. 1979: Increased CO_2: Zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature. *J. Geophys, Res. 84* 4949—4958.

Ramanathan, V. 1980: Climatic effects of anthropogenic trace gases. *Interactions of energy and climate.* 269—280. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht

Robock, A. 1978: Internally and externally caused climate change. *J. Annos. Sci, 35,* 1111—1122

Schneider, S. H.—Mass, C. 1975: Volcanic dust, sunspots and long-term climate trends: Theories in search of verification. *Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on Long-term Climatic Fluctuations,* 365—372. WMO No. 421, Geneva

Sutera, A. 1981: On stochastic perturbation and long-term climate behavoir. *Quart, J. R. Met. Soc. 107,* 137—171.

Tyihonov A. N.—Szamarszkij A. A. 1956: *A matematikai fizika differenciálegeynletei.* Akadémiai Kiadó, Budapest

Vinnyikov, K. Ja.—Grojszman, P. Ja. 1981: Empiricseszkij analiz vlijanyija CO_2 na szovremennüje izmenyenyija szrednyej godovoj prizemnoj tyemperaturü vozduha Szevernogo polusarija. *Meteorologija i gidrologija.* No. 11. 30—43.

Voloscsuk, V. M. 1979: Prosztaja sztatiszticseszkaja model szovremnogo klimata. *Meteorologija i gidrologija,* No. 3. 15—24.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 86. évf. 6. szám. 1982. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 86. No. 6. Nov – Dec. 1982. Budapest

Szórt sugárzás a déli irányítású függőleges felületen

FARKASNÉ TAKÁCS OLGA, *Központi Légkörfizikai Intézet, H–1675 Budapest, Pf. 39.*

Diffuse radiation falling on southern vertical surfaces. The daily sums of diffuse radiation on southern vertical surfaces are studied. After a short review of the current literature, the annual variation of the daily sums measured in Budapest is presented and the parameters influencing the variation of diffuse radiation are examined. The diffuse radiation on southern vertical surfaces is related to horizontal ones, and the dependence of their ratio on the relative sunshine duration is determined. The influence of atmospheric turbidity is also analyzed.

✳

Szórt sugárzás a déli irányítású függőleges felületen. Szerző jelen dolgozatában a déli irányítású vertikális felületre jutó szórt sugárzás Budapesten, egy éven át mért napi összegeivel foglalkozik. A legújabb irodalom rövid áttekintése után bemutatja a napi összegek évi menetét, s elemzi a szórt sugárzás változására ható tényezőket. Összefüggést keres a déli irányítású vertikális és horizontális felület szórt sugárzás bevétele között. Megállapítja, hogy télen a levegőben levő szennyezőanyagok mennyiségének figyelembevétele nagymértékben növeli a meghatározás pontosságát.

✳

A Központi Légkörfizikai Intézet Sugárzási Osztályán folyó kutatómunka keretén belül (kapcsolódva az ország energia-programjához) az előző években a vertikális felületekre jutó összsugárzás törvényszerűségeivel foglalkoztunk (*Takács*, 1979, 1981a, 1981b). Munkánk során a következő lépést az adott felületek szórt sugárzás bevételének vizsgálata jelenti.

1. A vertikális felületre jutó szórt sugárzás meghatározása

A nemzetközi sugárzásmérő hálózatban nagyon kevés helyen mérik a vertikális felületre jutó napsugárzási energiát. *Valkó* (1980) készített összeállítást az utóbbi évek Európában és az Egyesült Államokban észlelt anyagáról, s az összeállítás szerint csupán három állomáson mérték hosszabb (3 év) – rövidebb (1 hónap) ideig a déli irányítású függőleges vagy ferde felületre jutó szórt sugárzást (a 3 állomás: Carpentras, Odeillo, Norrköping).

Az irodalomban nem találtunk utalást arra, hogy a mért adatokat feldolgozva az egyes állomásokon milyen következtetésekre jutottak. *Valkó* említett munkájában Locarno állomásán 1961 – 66 között mért adatokkal foglalkozik. A szórt sugárzást derült időszakokra a vertikálisra jutó globál és direkt sugárzás különbségeként állította elő: $D_V = G_V - I_V$. Felhős égbolt esetében általános formulával jelzi a szórt sugárzás mennyiségére ható paramétereket:

$$D_V = f\,[h, a, s, B, p, \varrho, C_1, C_2, \ldots C_N], \qquad (1)$$

ahol h = napmagasság, a = a fal irányultsága és a Nap-azimut közötti szögeltérés, s = lejtőszög, B = homályosság, p = légnyomás, ϱ = albedó; a felhőzet jellemzőit a $C_1 \ldots C_N$ konstansokkal adja meg.

Franciaországban (*Bedel* et al., 1977) a különböző irányú és lejtésszögű felületekre jutó összsugárzás havi átlagértékeit a direkt és diffúz sugárzás összegeként állították elő oly módon, hogy a vízszintes felszínre eső direkt sugárzásból a megfelelő trigonometriai összefüggéssel számították a direkt komponenst, a szórt sugárzást pedig a *Brichambaut* (lásd *Bedel* et al., 1977) által javasolt összefüggéssel határozták meg, mely a következő:

$$D_V = D_H \cdot \cos^2 \alpha/2 + a \cdot G_H \cdot \sin^2 \alpha/2 \qquad (2)$$

ahol α a felület lejtőszöge. A számításhoz szükséges a vízszintes felületre jutó globál (G_H) diffúz (D_H) sugárzásnak valamint a talaj albedójának (a) ismerete Ez az összefüggés tehát figyelembe veszi a talaj reflexióját is, azonban feltételezi, hogy az égbolt szórt sugárzása izotróp.

Ugyanezzel a feltételezéssel élt *Liu és Jordan* (1960) is. Tetszőleges lejtésű és irányítású felületre érvényes egyenletükből az következik, hogy a függőleges felület a vízszintesre jutó szórt sugárzásnak és a talaj által visszavert sugárzásnak a felét kapja. A mért adatok hiánya miatt ez a közelítő becslés általánosan elfogadott és használt (*Bruno*, 1978; *Iqbal*, 1978; *Klein*, 1977; *Norris*, 1966).

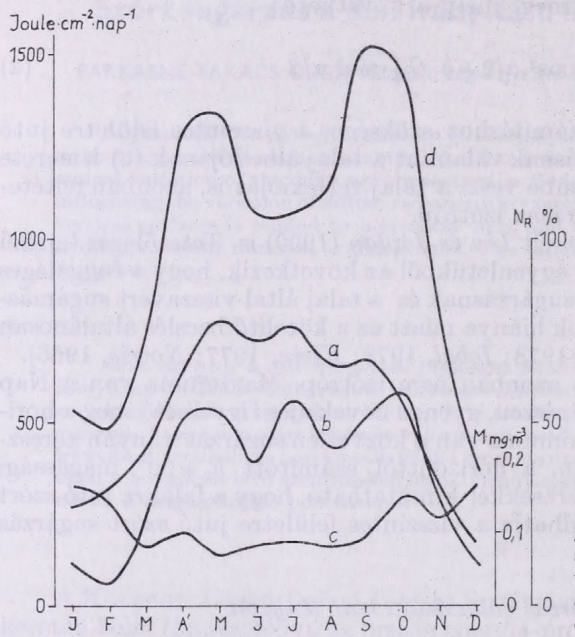
Az égbolt szórt sugárzása azonban nem izotróp. Maximuma van a Nap közvetlen közelében levő égboltrészen, gyenge növekedés figyelhető meg a horizont-közeli égboltrészen, és minimuma van a közvetlen sugárzás irányán keresztül fektetett függőleges síkban, a horizonttól számított $h_0 + 90°$ magassági szögnél (h_0 = napmagasság). Mérésekkel kimutatható, hogy a falakra jutó szórt sugárzás elérheti, sőt meghaladhatja a vízszintes felületre jutó szórt sugárzás értékét.

2. A szórt sugárzás változására ható tényezők

Takács (1978) részletesen elemezte, hogy derült időben hogyan befolyásolja a napmagasság, a felszín albedója és a homályossági tényező a vízszintes felületre jutó szórt sugárzás értékét. Felhős, vagy borult napokon a ható tényezők közé kell sorolni a felhőzetet is, azonban a gyakorlatban azt tapasztaltuk, hogy a felhőzet hatását nem jellemezhetjük egyértelműen annak mennyiségével, ezért célszerűbb helyette a relatív napfénytartam értékét figyelembe venni.

A levegő homályosságának jellemzésére az előző vizsgálatokban a direkt sugárzásmérésekből számított Linke-féle homályossági tényezőt használtuk fel. Ezt a paramétert jelen feldolgozásunkhoz nem alkalmazhatjuk, mivel derült időre vonatkozik, és nem jellemzi az átlagosan felhős égbolt sugárzását. Helyette keresnünk kellett egy olyan paramétert, amelyet folyamatosan mértek, és a felhőzettől függetlenül jellemző a légkör szennyezettségére. A Levegőkémiai Osztályon 1965 óta merik a levegőben levő aeroszol részecskék tömegkoncentrációját, azonban ez a paraméter nem jellemzi tökéletesen a levegő szóróképességét. A tömegkoncentráció ugyanis a szennyező részecskék átmérőjétől függetlenül, az 1 m^3-ben levő anyag mennyiségét adja meg, amelynek nagyrészét az $r > 1$ μm sugarú aeroszol részecskék alkotják. A légkörön áthaladó napsugárzás szóródását pedig elsősorban azon részecskék határozzák meg, melyeknek sugara 0,1 – 1,0 μm közé esik. A légoszlopban levő vízgőz hatását – adatok hiánya miatt – nem tudtuk figyelembe venni.

A Központi Légkörfizikai Intézet Sugárzási Osztályán 1968 decemberében kezdődött az a mérési program, amelynek célja a vertikális felületekre eső napsugárzási energia meghatározása. A szórt sugárzást óraművel mozgatott árnyékoló ernyő segítségével választottuk külön. A sugárzásérzékelő Moll-típusú



1. ábra. Az 1969-ben mért meteorológiai paraméterek évi menete. *a* görbe: szórt sugárzás a déli irányítású felületen, *b* görbe: relatív napfénytartam *c* görbe: az aeroszol tömegkoncentrációja, *d* görbe: globálsugárzás a déli irányítású felületen

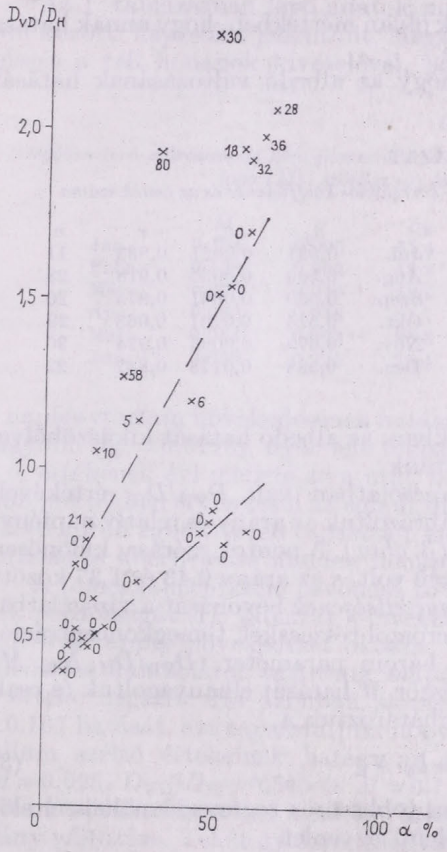
termooszlop volt, amely 2 m magas állványon állt, a talajt fűtakaró borította. Műszerhiány miatt a déli irányítású felületre jutó szórt sugárzást csak egy éven keresztül, 1968 decemberétől 1969 decemberéig regisztráltattuk, a mért adatok iránti jelentős felhasználói igény miatt mégis szükségesnek tartjuk eredményeink ismertetését.

A regisztrátumokból előállított átlagos napi összegeket havonkénti bontásban mutatjuk be az *1. ábrán* (*a* görbe). A görbe menete némileg eltér a sugárzás megszokott évi menetétől, ezért bemutatjuk az adott évben észlelt relatív napfénytartam (*1b* görbe) és az aeroszol-tömegkoncentráció (*1c* görbe) évi menetét is. Láthatjuk, hogy a szórt sugárzás nyáron pontosan követi a napfénytartam változását, októberben viszont a napfénytartam erős növekedése nem tudja ellensúlyozni a szórt sugárzás csökkenését, de nagymértékben megnöveli a déli felületre jutó közvetlen sugárzást, ami a mért összsugárzás hirtelen megnövekedésében mutatkozik (*1d* görbe).

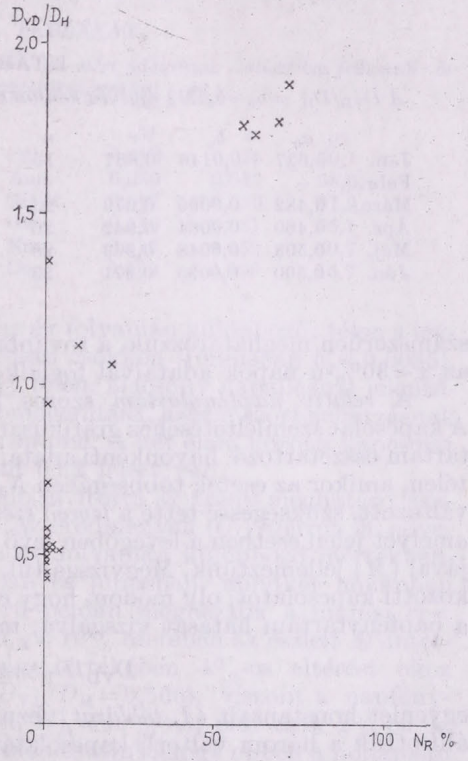
A tömegkoncentráció havi átlagértékei a szórt sugárzás megfelelő adataival nem mutatnak szoros kapcsolatot, mivel a paraméternek a sugárzás változására gyakorolt hatása, mint ezt a későbbiekben látni fogjuk, a napi adatokban mutatkozik.

4. Kapcsolat a déli irányú vertikális és a horizontális felületre jutó szórt sugárzás között

Említettük, hogy a szórt sugárzás közvetett meghatározására szolgáló módszerek legtöbbjénél alapfeltétel az izotróp égboltsugárzás. Ezek a módszerek közelítő eredményt adnak, melynek pontosabbá tételéhez szükségesnek tartottuk, hogy az adatainkból előállítható összefüggéseket nyilvánosságra hoz-



2. ábra. A déli irányítású vertikális és horizontális felületre jutó szórt sugárzás arányának változása a talaj albedójának függvényében 1969 januárjában



3. ábra. A déli irányítású vertikális és horizontális felületre jutó szórt sugárzás arányának változása a relatív napfénytartam függvényében, 1969 decemberében ($\alpha \leq 30\%$)

zuk. Célunk annak meghatározása, hogyan, milyen körülmények között teljesül a $D_V/D_H = 0{,}5$ feltételezés.

Feldolgozásunk során a déli irányítású vertikális (D_{VD}) és horizontális (D_H) felületen mért szórt sugárzás adataiból képeztük az összetartozó napi összegek arányát (D_{VD}/D_H), s megvizsgáltuk, hogy a dolgozat elején említett tényezők milyen mértékben befolyásolják az arány értékét:

Télen (december – január – február) a hóval borított talaj *albedója* jelentős mértékben változik. Ezekre a hónapokra elkészítettük az arány és albedó közötti összefüggés grafikus ábrázolását; példaként a *2. ábrán* bemutatjuk a

januári adatok eloszlását. A pontok erős szórása ellenére megállapíthatjuk, hogy az albedó növekedésével az arány is növekszik. Az ábrán látható szórás értelmezéséhez a pontok mellé beírt számokkal megadtuk a relatív napfénytartam értékét, s ezáltal láthatóvá vált, hogy a növekedés mértékét befolyásolja a napfénytartam. Az albedó és napfénytartam hatása azonban nem teljesen egyértelmű: az $N_R = 0$ napfénytartamú pontok közé két egyenes húzható, és a napsütéses napokhoz tartozó relatív napfénytartam növekedését nem követi szabályosan az arány változása.

Esős napokon az albedó nem változik olyan mértékben, hogy annak hatása az arány változására kimutatható lenne.

Mivel kevés adatunk van ahhoz, hogy az albedó változásának hatását

I. TÁBLÁZAT

A $D_{VD}/D_H = a_0 + b_0 . N_R$ *egyenlet konstansai korrelációs koefficiense és az esetek száma*

	a_0	b_0	r	n		a_0	b_0	r	n
Jan.	0,637	0,0146	0,887	13	Júl.	0,531	0,0021	0,833	11
Febr.	—	—	—	—	Aug.	0,509	0,0050	0,918	28
Márc.	0,482	0,0099	0,979	25	Szept.	0,530	0,0061	0,875	20
Ápr.	0,460	0,0064	0,942	26	Okt.	0,514	0,0101	0,968	29
Máj.	0,503	0,0048	0,909	28	Nov.	0,679	0,0093	0,934	30
Jún.	0,500	0,0035	0,971	23	Dec.	0,588	0,0178	0,847	22

számszerűen meghatározzuk, a továbbiakban, az albedó hatását kiküszöbölve, az $\alpha < 30\%$-ú napok adataival foglalkoztunk.

A *relatív napfénytartam* szoros kapcsolatban van D_{VD}/D_H értékével. A kapcsolat szemléltetéséhez grafikusan ábrázoltuk az arány és relatív napfénytartam összetartozó, havonkénti adatait *(3. ábra)*. A pontok szórása, különösen télen, amikor az esetek többségében $N_R = 0$ volt, s az arány 0,43 és 1,37 között változott, szükségessé tette a *levegő szennyezettségének* bevonását a vizsgálatba, amelyet jelen esetben a levegőben levő aeroszol részecskék tömegkoncentrációjával (M) jellemeztünk. Megvizsgáltuk a három paraméter (D_{VD}/D_H, N_R, M) közötti kapcsolatot, oly módon, hogy először M hatását elhanyagoltuk és csak a napfénytartam hatását vizsgálva, meghatároztuk a

$$D_{VD}/D_H = a_0 + b_0 \cdot N_R \tag{3}$$

egyenlet konstansait *(I. táblázat)*, ezután többszörös regresszióanalízissel előállítottuk a három változó kapcsolatát leíró egyenlet

$$D_{VD}/D_H = a_1 + b \cdot_1 N_R + c_1 \cdot M \tag{4}$$

konstansait *(II. táblázat)*.

II. TÁBLÁZAT

A $D_{VD}/D_H = a_1 + b_1 . N_R + c_1 . M$ *egyenlet konstansai, többszörös korrelációs együtthatója és az esetek száma*

	a_1	b_1	c_1	η	n		a_1	b_1	c_1	η	n
Jan.	0,369	0,0139	2,235	0,905	13	Júl.	0,561	0,0023	−0,462	0,878	11
Febr.	—	—	—	—	—	Aug.	0,486	0,0049	0,311	0,931	28
Márc.	0,440	0,0095	0,649	0,982	25	Szept.	0,494	0,0059	0,536	0,942	20
Ápr.	0,413	0,0065	0,398	0,951	26	Okt.	0,442	0,0100	0,509	0,980	29
Máj.	0,513	0,0049	−0,167	0,910	28	Nov.	0,675	0,0092	0,554	0,933	30
Jún.	0,479	0,0035	0,241	0,984	23	Dec.	0,361	0,0149	1,737	0,956	22

Februárra nincs eredményünk, mivel a téli hónapokban csak a hómentes napok adataival dolgoztunk, s ebben a hónapban mindössze 3 napon nem borította hó a talajt. A táblázatokban közöljük az egyenletek konstansait, az esetek számát (n), a korrelációs koefficienst (r) és a többszörös korrelációs együtthatót (η).

5. Eredmények

Az I. táblázatban levő adatok mutatják az arány és relatív napfénytartam közötti kapcsolat jellemzőit. Megfigyelhetjük, hogy a $D_{VD}/D_H = 0{,}5$ feltételezés a téli hónapok kivételével, borult napokon teljesül (a_0 évi menete).

III. TÁBLÁZAT

A levegőben levő szárazanyag-tömegkoncentráció 1969-ben mért adatainak statisztikai jellemzői: átlaga (M), szórása (σ) és százalékos szórása ($\sigma\%$)

	M	σ	$\sigma\%$		M	σ	$\sigma\%$
Jan.	0,154	0,095	61,4	Júl.	0,083	0,025	30,1
Febr.	0,128	0,062	48,8	Aug.	0,080	0,047	58,6
Márc.	0,078	0,046	58,6	Szept.	0,091	0,056	61,9
Ápr.	0,093	0,048	51,7	Okt.	0,148	0,081	55,1
Máj.	0,064	0,023	35,8	Nov.	0,116	0,059	50,7
Jún.	0,069	0,025	35,4	Dec.	0,169	0,096	56,7

A napfénytartam növekedésének hatása az év folyamán különböző: télen a legnagyobb ($b_0 = 0{,}0178$), nyár felé fokozatosan csökken (júniusban $b_0 = 0{,}0035$). A b_0 értékének évi menete arra utal, hogy télen, alacsony napállásnál jelentősebb mértékben érvényesül az égbolt inhomogenitása, azaz a szórt sugárzásnak a Nap körüli égboltrészen tapasztalt maximuma. A két elem közötti kapcsolat korrelációs koefficiense minden hónapban 0,84 felett van.

A tömegkoncentráció bevonása tovább javította az arány meghatározásának pontosságát (II. táblázat η-értékei). Az eredmények (C_1) szerint M növekedése az arány növekedését okozza, az év folyamán különböző mértékben. Ellentétes kapcsolatot találtunk májusban és júliusban, mindkét hónapban c_1 értéke negatív. Ha azonban számszerű példán megnézzük a májusi $c_1 = -0{,}167$ hatását, azt tapasztaljuk, hogy $N_R = 10\%$ esetében az észlelt M-intervallum szélső értékeinek hatása az arány értékében 4%-os eltérést okoz ($M = 0{,}025$, $D_{VD}/D_H = 0{,}545$ és $M = 0{,}1$, $D_{VD}/D_H = 0{,}566$), viszont a napfénytartam növekedésével ez a hatás csökken, $N_R = 40\%$-nál már csak 2%-os az arány változása. Tehát gyakorlatilag azt mondhatjuk, hogy ebben a hónapban az arány független M változásától.

Júliusban szintén negatív c_1-értéket kaptunk, s az adatokat átvizsgálva azt tapasztaltuk, hogy 1–2 kiugróan magas M-adat okozza ezt az összefüggést. Az esetek kis száma miatt azonban nem mertük ezeket az adatokat hibásnak értékelni.

A c_1 évi menetének értelmezéséhez elkészítettük a tömegkoncentráció napi adatainak statisztikai feldolgozását; a *III táblázat*ban közöljük M átlagát ($\bar{M}$), szórását (σ) és a százalékos szórását ($\sigma\%$). Látjuk, hogy mindhárom statisztikai jellemzőnek határozott évi menete van.

6. Következtetések

A százalékos szórás havi értékeit összevetve az I. és II. táblázatban közölt r és η megfelelő értékeivel, a következőket állapíthatjuk meg:

a) Azokban a hónapokban, amikor M százalékos szórása kiugróan magas, r és η értéke észrevehetően eltér egymástól. Ezekben a hónapokban célszerű és ajánlott az arány meghatározásakor a levegő szennyezettségét jellemző tömegkoncentráció figyelembevétele. Látjuk, hogy szeptemberben a 61,9%-os szórással jellemzett tömegkoncentrációt felhasználva, a számított arány megbízhatósága $r=0{,}875$-ről $\eta=0{,}942$-re nőtt.

b) A kis szórású, alacsony tömegkoncentrációjú hónapokban az arány meghatározásához elegendő a relatív napfénytartam figyelembevétele, mivel ezekben a hónapokban nagyon kis különbség adódott r és η között.

Dolgozatunkban, a rendelkezésünkre álló adatok alapján megvizsgáltuk a déli irányítású vertikális felületre jutó szórt sugárzás sajátosságait. Olyan módszer kidolgozására törekedtünk, amellyel a jövőben, a keleti és nyugati vertikális felület lényegesen több adatát feldolgozva, a most felvetődött, de megválaszolatlan kérdésekre is feleletet kapunk.

IRODALOM

Bedel, J., Ceron, J. P., Jan, J., 1977: *Le rayonnement solaire à Carpentras.* Meteorologie Nationale kiadványa, Paris.

Bruno, R. 1978: A correction procedure for reparating direct and diffuse insolation on a horizontal surface. *Solar Energy 20*, 97–100.

Iqbal, M. 1978: Hourly versus daily method of computing insolation on inclined planes. *Solar Energy 21*, 485–489.

Klein, S. A. 1977: Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy, 19*, 325–329.

Liu, B. H. Y. and *Jordan, R. C.* 1960: The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy, 4*, 1–19.

Norris, D. J. 1966: Solar radiation on inclined surfaces. *Solar Energy 10*, 72–77.

Takács, O. 1978: A szórt sugárzás törvényszerűségei, és területi eloszlása Magyarországon. *Beszámolók* az 1974-ben végzett kutatásokról. OMSZ Hiv. Kiadv. XLIV. kötet, 180–187.

Takács, O. 1979: Vertikális felületre jutó napsugárzási energia. *Időjárás 83*, 137–144.

Takács, O. 1981a: Vertikális felületre jutó napsugárzási energia napi menete és gyakorisági eloszlása. *Időjárás 85*, 33–42.

Takács, O. 1981b: A keleti és nyugati irányítású vertikális felületre jutó napsugárzási energia napi menete és gyakorisági eloszlása. *Időjárás 85*, 278–292.

Valkó, P. 1980: *Some empirical properties of solar radiation and related parameters.* Swiss Meteorological Institute kiadványa, Zürich.

IRODALOM

WMO, NASA, FAA and NOAA: **The stratosphere 1981; Theory and measurements** *(Sztratoszféra 1981; Elmélet és mérési eredmények).* WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 11, Genf 1981. 340 oldal + 9 melléklet, számos ábra, táblázat és irodalmi hivatkozás.

Az utóbbi húsz-huszonöt évben a sztratoszféra kutatása a meteorológia egyik legérdekesebb területévé vált. Légkörfizikai és levegőkémiai szempontból ennek három oka van. Először is kiderült, hogy a nukleáris robbantásokból származó radioaktív izotópok a sztratoszférában gyűlnek össze. Másodszor, a mérések kimutatták, hogy az alsó sztratoszférában szulfát részecskékből álló aeroszol réteg helyezkedik el, amelynek koncentrációját jelentős mértékben a vulkánkitörések szabályozzák. Harmadszor, és talán ez a legfontosabb, korszerű laboratóriumi kísérletek bebizonyították. hogy a Chapman-féle ózon ciklusban (a négy rekcióval leírható keletkezési és bomlási folyamatban csak oxigén atomok, illetve molekulák vesznek részt) szereplő bomlási egyenletek reakció állandói sokkal kisebbek, mint ezt régebben gondolták. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy az ózon felbontásában az oxigénen kívül egyéb elemek, illetve vegyületek is részt vesznek. A későbbi kutatások szerint ilyen anyagok a vízből származó szabad gyökök, a nitrogén-oxidok és a különböző halogének, elsősorban a klór.

Az utóbbi, közel tíz évben a sztratoszferikus ózon keletkezését és felbomlását leíró matematikai modellek egyre bonyolultabbá és – remélhetőleg – pontosabbá váltak. A jelenlegi modellekben több mint 35 kémiai anyagot vesznek figyelembe, a fotokémiai és termikus reakciók száma pedig kb. 130. Az is nyilvánvalóvá vált, hogy a sztratoszféra kémiai folyamatainak modellezése elképzelhetetlen a troposzféra kémiájának ismerete nélkül. A troposzféra ugyanis forrása, illetve nyelője számos sztratoszferikus nyomanyagnak. Igy az ózonbomlásban fontos szerepet játszó nitrogén-oxidok a bioszféra által a talajon kibocsátott dinitrogén-oxidból, míg a halogének tengeri eredetű komponensekből (pl. metil-klorid) származnak. Modell-számítások eredményei szerint 20 – 25 km magasan az O_3 molekulák közel 70%-át nitrogén-oxidok, 5 – 5%-át szabad gyökök, illetve halogének vonják ki a levegőből, míg a „klasszikus" reakciókra csupán kb. 10% jut.

Az ózonnal kapcsolatos vizsgálatok különösen azért kerültek az érdeklődés középpontjába, mivel az említett anyagok sztratoszferikus ciklusának alakításában az emberi tevékenység is szerepet játszik. Az emberi tevékenység (pl. sztratoszferikus repülések, műtrágyázás, freonok használata) hatásának számszerű meghatározása a témakör legvitatottabb, gyakorlati szempontból legfontosabb kérdése. 1980 decemberében ezért a Meteorológiai Világszervezet (WMO) három amerikai kormányszervvel (National Aeronautics and Space Administration: NASA, Federal Aviation Administration: FAA és National Oceanic and Atmospheric Administration: NOAA) együtt elhatározta, hogy olyan tudományos ülést *(workshop)* szerveznek, amelynek keretében a legismertebb szakemberek összefoglalják a téma jelenlegi (1981-es) állását. Megfelelő, de igen rövid előkészítés után a szakértői ülésre 1981. május 18 és 22 között Hamptonban (Virginia, USA) került sor az ENSZ Környezetvédelmi Programjával közös rendezésben. Jelen kötet a több mint száz szakértő által közösen elkészített anyagot tartalmazza.

A mellékleteket nem tekintve az összefoglaló munka három részből áll. Az első *(Trace species)* a nyomanyagok kémiájával és eloszlásával foglalkozik. A fejezetet összeállító munkacsoport elnöke *D. Ehhalt* (Jülich, NSZK) volt. A második rész *(Multidimensional aspects: ozone, temperature and transport)* alapvető célja a két és háromdimenziós modellek bemutatása (elnök: *J. Holton;* Washington, USA). Végül a harmadik fejezet *(Model predictions and trend analysis)* az elméleti előrejelzések és az időbeli ózon-trendek összehasonlítását tartalmazza (elnök: *J. Chang;* California, USA).

Annak ellenére, hogy levegőkémikusok, illetve a sztratosféra cirkulációjának kutatásában járatos dinamikus meteorológusok számára az első két rész igen élvezetes olvasmányt nyújt,

e sorok írója úgy véli, hogy általános érdeklődésre elsősorban a harmadik részben bemutatott eredmények tarthatnak számot. Ebben a fejezetben találhatjuk meg ugyanis az antropogén hatások jelenlegi és várható értékeire vonatkozó becsléseket, illetve előrejelzéseket. Ezek összefoglalása röviden a következő.

A legújabb reakciókinetikai együtthatókat figyelembe vevő modellek szerint egyedül a freon kibocsátás miatt néhány évtized múlva várhatóan egyensúlyi ózoncsökkenés értéke 5—10%-ra tehető. Az 1980-ig bekövetkezett változások átlagosan nem haladják meg a —1%-ot. A sztratoszferikus repülőgépek által kibocsátott nitrogén-oxidok hatása erősen függ a repülési magasságtól. Kb. 17 km alatti emissziónál (jelenleg a gépek többsége 17 km alatt repül) ózon koncentráció növekedés, nagyobb magasságoknál ózoncsökkenés várható. Ha a kibocsátás a kritikus 17 km-en (±0,5 km) történik, akkor az összegzett hatás viszonylag kicsiny (~1%) negatív érték. Növekvő magassággal az ózoncsökkenés mértéke is növekszik. Így 20 km-esn (±0,5 km) 10^8 nitrogén-oxid molekula/$cm^2 \cdot s$ nagyságú emissziót feltételezve a teljes ózoncsökkenés kereken 7%-kal egyenlő. Másrészt, ha a jelenlegi, döntően természetes dinitrogén-oxid kibocsátás — pl. a műtrágyázás — miatt kétszeresére növekedne, akkor az ózonréteg vastagsága 10%-kal csökkenne. Meglehetősen nehéz feladat annak megbecslése, hogy ez az emisszió mikor következik be. Az azonban kétségtelen, hogy a dinitrogén-oxid koncentrációja a mérések szerint a troposzférában lassan, de egyenletesen emelkedik.

Érdekes módon a sztratoszferikus kémiai folyamatokat a szén-dioxid légköri szintje is befolyásolja, mivel számos reakció sebessége a hőmérséklet függvénye. A szén-dioxid mennyiségének (pl. antropogén) növekedése az ózon koncentráció emelkedéséhez vezet. Így várható, hogy ez a hatás a freonok miatti ózonbomlást kétharmadára, esetleg felére csökkenti.

Tekintve, hogy a freonok és a nitrogén-oxidok kémiája egymással is kapcsolatban van, igen fontosak azok a modellek, amelyek az összes antropogén hatást (freonok, nitrogén-oxidok, szén-dioxid) együttesen veszik figyelembe. Elfogadhatónak tűnő emissziókkal végzett ilyen jellegű számítások eredményei szerint az együttes hatás 1970 és 1980 között —0,13 és +0,13% közé tehető. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy ez az érték a teljes ózontartalomra vonatkozik. 40 km-es magasság környezetében az említett tíz év alatt az elméleti antropogén módosulás közel —3%.

Különböző szerzők szerint a teljes ózontartalom mért trendje a hetvenes években kb. +1% volt az egész Földre vonatkoztatva. Így azt mondhatjuk, hogy a tényleges tízévi változás ellentétes a csak a freonok hatását figyelembe vevő modell-számítások eredményeivel. Ez természetesen nem azt jelenti, hogy ez a hatás nem érvényesült. Egyszerűen arra utal, hogy az ózonszint alakításában egyéb antropogén és természetes tényezők is szerepet játszottak.

Talán ebből a vázlatos ismertetésből is kitűnik, hogy jelen kötet értékes információkat, illetve megfontolásokat tartalmaz. Elkészítése és publikálása igen időszerű volt, hiszen segítségével a legjobb szakemberek *közös* véleményét ismerhetjük meg anélkül, hogy a kérdés irodalmát részletesen áttanulmányoznánk. A kiadvány értékét, véleményünk szerint, tovább emelné, ha némelyik részletét még egyszerűbben és rövidebben fogalmazták volna meg. Különösen vonatkozik ez a megállapítás a viszonylag hosszú első részre. Ez a 185 oldal levegőkémikusok számára igen tanulságos olvasmány. Az átlagos meteorológus olvasó számára azonban követése némi nehézséget jelenthet. Ennek ellenére a kötet forgatását mindazoknak ajánlhatjuk, akik korunk (és szakmánk) egyik nagy kérdése, az emberi tevékenység és a légkör kölcsönhatásai iránt érdeklődnek.

Mészáros Ernő

ZSUKOVSZKIJ, E. E.: **Метеорологическая информасия и экономические решения** *(A meteorológiai információ és a gazdasági döntések)*. Gidrometeoizdat, Leningrád, 1981. 287 oldal, 75 ábra, 52 táblázat, 240 irodalmi hivatkozás. Ára: 3,20 Rbl.

Ez a könyv a szerző meghatározása szerint a meteorológiai információ népgazdasági hasznosításának elméleti alapjait és potenciális gazdasági hatékonyságának becslési módszereit ismerteti. E kérdéskör beható vizsgálatát két tényező indokolja: egyrészről a meteorológiai szolgáltatokkal szembeni elvárások növekedése, másrészről pedig az a körülmény, hogy a kibocsátott információ nem hasznosul teljes mértékben, sőt előfordul, hogy a felhasználói oldalon hibásan értelmezve, nem hasznot, hanem kárt okoz.

A könyv 9 fejezetre, elő- és utószóra tagolódik. Az első, bevezető fejezet áttekinti a nemzetgazdaság azon ágazatait, ahol meteorológiai (klimatológiai és prognosztikai) információt használnak fel a döntésekben. A szerző példákkal támasztja alá, hogy a termelési folyamatok a mennyiségi növekedéssel párhuzamosan érzékenyebbé váltak az időjárási anomáliákkal szemben. Az itt szereplő, többségükben a szovjet és amerikai gazdasági becslések külön, a döntési modellek tanulmányozása nélkül is hasznosak a meteorológiai szolgáltatások fejlesztésével foglalkozó szakember

számára. Figyelemre méltó például az a számítás, amely szerint a még meglevő különféle előrejelzések felhasználási módjának tökéletesítése közel akkora potenciális haszonnal bír, mint maguknak a prognózisoknak a tökéletessé tétele.

A második fejezet a „meteorológiai-gazdasági" döntési modellek módszertani alapvetése. A felhasználók stratégia választó szempontjai közül e fejezet a minimax szempontot, vagyis az esetleges nagy veszteségek minimalizálására törekvést, illetve a nyereség várható értékét maximalizáló Bayes-féle szempontot elemzi részletesebben.

A harmadik és a negyedik fejezet az éghajlati információra támaszkodó döntési modelleket ismerteti diszkrét, illetve folytonos rendszerek esetén. E megkülönböztetés aszerint történik, hogy a felhasználó egymástól elhatárolható időjárási típusokban, illetve érték-intervallumokban gondolkodik-e, vagy igényli a meteorológiai elemek számszerű értékét is. A diszkrét modellek közül a szerző az alternatív események és a hozzájuk rendelhető két vagy három intézkedés esetének szentel megkülönböztetett figyelmet, amíg a folytonos modellek közül annak, amikor a meteorológiai veszteség csak a tényleges, illetve a tervezésben figyelembe vett legvalószínűbb elem-érték különbségétől függ.

Az ötödik – kilencedik fejezet az előrejelzések felhasználásával foglalkozik. Maguk a modellek sok hasonlóságot mutatnak a két előző fejezetben szereplőkkel, mivel a felhasználó szempontjából a prognózis csupán pontosítása annak, amit sokévi tapasztalata (ti. a klíma ismerete) alapján addig is tudott. A diszkrét modellekkel három fejezet is foglalkozik, a közölt paraméteres levezetések lényegében kimerítik az ezzel kapcsolatos kérdéseket. (Csak sajnálhatjuk, hogy a hazai előrejelzési gyakorlatban az időjárás sztochasztikus természete miatt – helyesen – lényegesen kisebb a kategorikus prognózisok aránya, mint a velük foglalkozó modelleké.)

A folytonos elemek prognózisán alapuló modelleket ismertető nyolcadik fejezetben egyebek mellett a következő módszertani kérdés vizsgálata szerepel: Mekkora veszteséget okoz, ha a prognózist nem egyetlen érték vagy intervallum formájában adjuk meg, hanem két, három, vagy öt egyenlően valószínű osztály egyikének kijelölésével. Számítások nyomán a szerző arra a következtetésre jut, hogy a veszteség mérsékelt, két kategória (pl. sok vagy kevés) használata esetén 64, öt kategória mellett már 92%-os a hasznosulás a pontszerű előrejelzéshez képest.

Az utolsó, kilencedik fejezet a különböző módszerrel, illetve különböző előretartással készülő prognózisok gazdaságilag optimális együttes felhasználásának módszertani megalapozásával foglalkozik. Különösen fontos ez a viszonylag kis beválású hosszú távú előrejelzések elkészítése és az ezt követő, rövidebb távú pontosítás összehangolt felhasználásában.

E. E. Zsukovszkij munkája első ízben tekinti át a gazdasági döntések matematikai elméletét a meteorológiai információnak, mint bizonytalansági tényezőnek a szemszögéből. A modellek levezetésének követése nem kíván az elemi valószínűségszámítást meghaladó előképzettséget, s a végkövetkeztetéseket számos nomogram teszi szemléletessé. Valamennyi modellhez egy vagy több gyakorlati példa is kapcsolódik, csekély kivétellel a mezőgazdaság területéről. A modellek átfogják az éghajlati és prognosztikai információnak a gyakorlatban elterjedt formáit, s így ez a könyv hézagpótló jelentőségű a gyakorló meteorológusok és az információkat szakszerűen értelmezni kívánó gazdasági szakemberek számára egyaránt.

Mika János

SZEPESI DEZSŐ *(szerk.)*: **A levegőkörnyezet (levegőminőség és humánkomfort) tervezése.** Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1981. 201. old.

A „*Környezetvédelem*" könyvsorozat a Műszaki Könyvkiadó korunk problémáira igen érzékenyen, de főleg hatásosan reagáló sorozata. Számos olyan kérdést helyez objektív megvilágításba, amelyeknek sokszor felelőtlen, demagóg kezelése az emberiség szempontjából inkább árt, mint használ. A környezetvédelem egyik – a fenti megjegyzésnek igen megfelelő – lényeges problémája a tények rögzítése, illetve az adott helyzet további romlásának megakadályozása, netalán javítása. Emellett még a várható állapotok tervezése is mindig fontos (ha nem a *legfontosabb*) területe kell, hogy legyen az emberi környezet kialakításán fáradozóknak.

Szepesi Dezső és szerzőtársai: *Fekete Józsefné, Popovics Ivánné, Probáld Ferenc, Várkonyi Tibor* könyve, a *Levegőkörnyezet tervezése* a *Környezetvédelem* könyvsorozat egyik igen jólsikerült alkotása. A továbbiakban a művet ismertetjük – itt-ott vitatkozva is a szerzőkkel – mindvégig a könyvsorozat eddigi köteteiből kiolvasható általános koncepciót véve figyelembe. Az ötszerzős mű ugyanis irodalmunkban több szempontból is hiánypótló.

Mielőtt azonban erre röviden kitérnénk, álljon itt a könyv tartalma sűrített formában; légszennyező források, az emissziós értékek becslése, illetve megállapítása, az emissziókataszter kidolgozása; a szennyezőanyag transzmissziós kérdései, a transzmisszió matematikai modellezésének a hétköznapi gyakorlatban is alkalmazható eljárásai; az immisszió adatok értelmezése és feldolgozása; a levegőkészlet gazdálkodási alapjai; a gyakorlatban előforduló számításokra vonatkozó – konkrét – példák (és tanácsok); a levegőkörnyezeti vizsgálat módszerei és néhány jelleg-

zetes esetre a levegőminőség tervezésének eljárására javaslat (városi levegőminőség; több forrás esetén alkalmazható módszer); végül a könyv a városi levegőkörnyezet humánkomfortjának néhány kérdésével zárul.

A könyv fontossága a fenti felsorolásból is kitűnik. Olyan kérdések tárgyalását adja, egyszerű, érthető, könnyen alkalmazható formában, amelyre vonatkozóan hazai szakirodalmunk – néhány egyetemi jegyzetet kivéve – nem adott eddig választ. Úgy véljük, a könyv használata számos gyakorlati levegőkörnyezet-védelmi kérdés konkrét megoldásában nyújthat eligazítást. Éppen emiatt teszünk néhány kritikai észrevételt is:

Az emissziókarakter kérdéseivel foglalkozó fejezetben (1.2) helyes lett volna a közölt fajlagos emisszióadatok bizonytalanságának kiemelése (4–6. táblázat), illetve a meglevő hazai adatok alapján való elemzésük.

A fűtési eredetű emissziónak a foknap fogalom segítségével való tárgyalása a foknap fogalom szerencsétlen értelmezése miatt ([5] összefüggés, ill. 1.10 fejezet) nem túl jó. Más kérdés, hogy itt a szerzők egy nem egészen korrekt mérnöki definíciót vettek át, de legalább kételyeiket ki kellett volna hangsúlyozniok.

A levegőkészlet-gazdálkodás terminológiája a környezetvédelmi szabványok ismeretében ismétlésnek tűnik. (egyébként is szerencsésebb lett volna függelékként, esetleg a könyv elején elhelyezni, mint a közepén).

Az 1.13. fejezetben közölt példák jobb hatással lehettek volna az 1.7 fejezetben közöltekkel együtt bemutatva (de itt súlyos hibának véljük a *magleolvadás*, *reaktorburok* – 24. példa – kifejezések használatát; jó lenne a hazánkban elterjedten használt atomenergetikai szakkifejezések alkalmazása).

Az 1.14. fejezetben a hazai meteorológiai mérőhálózatról szinte minden kommentár nélkül közölt adatsor csak szakembereknek ad információt. (Viszont ők ezt úgyis tudják, akkor minek közölni?)

Célszerű lett volna – szerintünk – a Briggs formula mellett más elterjedten használt összefüggéseket is ismertetni a járulékos forrásmagasság számítására (1.6 fejezet) és felhívni a figyelmet a bizonytalanságra.

A 2.71. fejezetben a kritikus szélsebesség, illetve a „hősziget maximális intenzitása" (sic!) a népességszám függvényében – (104) és (107) egyenlet – hazánkra bizonyosan nem alkalmazható összefüggések; itt hangsúlyozni kellett volna, hogy ezek az USA-ban végzett vizsgálatok eredményei, azaz az ottani várostípusok jellegzetességeit, méginkább pedig az ott igen elterjedt klimatizálás (azaz az épületen belüli mikroklíma-igények kielégítését megoldó eljárások) következményeit tartalmazzák. Európai viszonyokra a gondolatmenet igen sok fenntartással alkalmazható csak!

És végül általánosabban: a kénoxid-szennyezés egész könyvön végigvonuló gondolata mellett éppen a *tervezés* miatt jó lett volna egyéb vegyi légszennyezők (pl. nitrogénoxidok, szerves vegyületek – freonok – stb.), vagy a szilárd szennyezők kérdéseire, hacsak érintőlegesen is, kitérni. Úgy véljük, a könyv nem vesztett volna értékéből, ha egy-két olyan területtel is foglalkozik, amely ma még inkább a kutatásé. (Hátha egy-egy olvasó innen kapna indíttatást vizsgálataira pl. a porleválasztás számos kérdése, vagy a gázmosások problémája közül egynek a megválasztására.)

Szepesi Dezső és szerzőtársai nagy feladatra vállalkoztak a könyv megírásakor és a feladatot, úgy véljük, jól teljesítették. Megjegyzéseinkkel inkább egy második – átdolgozott – kiadás javításának irányait szerettük volna kitűzni.

Bede Gábor – Gács Iván

GÖTZ G. és RÁKÓCZI F.: **A dinamikus meteorológia alapjai.** Tankönyvkiadó. Budapest, 1981. 484 B/5 oldal. 111 ábra, 5 táblázat, 34 irodalmi utalás.

A szerzők munkájukat elsősorban meteorológus szakos hallgatók számára tankönyvnek szánták. A mű megírása két szempontból is időszerűvé vált: egyrészt az előző légkördinamikai tankönyv (*Dési – Rákóczi:* A légkör dinamikája, 1970.) immár egy évtizede jelent meg, másrészt a könyv bizonyos fejezetei (numerikus előrejelzés, műholdmeteorológia stb.) az azóta bekövetkezett fejlődésnél fogva már elavultnak tekinthetők és önálló könyv igényével léptek fel. Ezért Götz és Rákóczi fő célkitűzése a dinamikus meteorológia klasszikusnak nevezhető részének ismertetése volt. Ezt a nem könnyű feladatot olyan szinten sikerült megoldaniuk, hogy a mű nem csupán tankönyvként szolgálhat, hanem a légkörrel foglalkozó szakemberek számára is hasznos kézikönyv.

Az előző kötethez képest végrehajtott tartalmi szűkítés lehetővé tette, hogy a szerzők egyes fejezeteket bővebben és mélyebben tárgyaljanak. Különösen elmondható ez a termodinamikáról és a turbulenciáról szóló fejezetekről. Új fejezetként jelennek meg viszont a hullámmozgások a légkörben, valamint a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek c. témák.

A mű a bevezetéssel együtt 14 fejezetre tagolódik, amely még kiegészül a fizikai konstansokat tartalmazó táblázattal és az irodalmi utalással. Az 1 – 6. és 14. fejezet szerzője *Götz* Gusztáv, míg a 7 – 11. és 13. fejezet *Rákóczi* Ferenc munkája (a 12. fejezetet *Práger* Tamás írta). A bevezetés a légkör összetételét, felépítését, viselkedésének fő meghatározóit és a dinamikus meteorológia célkitűzéseit írja le. A 2. fejezet a gázok termodinamikájával általánosságban ismerteti meg az olvasót, különösen ügyelve az alapfogalmak korrekt és könnyen érthető definiálására. A fejezet felosztása logikus és megnyerő. A 3. fejezet már a légkör termodinamikájával foglalkozik. Ezen belül a nedves levegő adiabatikus folyamatairól szóló rész külön figyelmet érdemel, amely szinte teljességében az entrópia fogalomra épül fel. Ezek után kerül sor a légköri sztatika kérdéskörének tárgyalására (4. fejezet). Itt találhatjuk meg a barotropitás, a baroklinitás és a geopotenciál definícióját. Olvashatunk a modell-légkörökről, továbbá a függőleges mozgásokat kísérő adiabatikus állapotváltozásokról.

A könyv további részei elsősorban a mozgások különböző formáival kapcsolatosak. Az 5. fejezet az áramlási mező kinematikájának összefoglalása. A 6. fejezetben Götz a hidrosztatikai egyensúly feltételeit elemzi a részecske- és rétegmódszer alapján. Kimutatja a nagytérségű vertikális mozgások szerepét, valamint a konvektív elemekbe a környezetből történő besodródás hatását. A 7. fejezetben Rákóczi számbaveszi a légkörben ható erőket, majd ezen keresztül felállítja a légköri mozgásegyenleteket. Csak dicsérettel szólhatunk a mozgásegyenletek sokféle formában való felírásáról. E fejezetet a légköri energètika alapjainak a kifejtése zárja. A 8. fejezet a légköri egyensúlyi mozgások (geosztrofikus szél, gradiens szél, ageosztrofikus mozgás, termikus szél) elméletének áttekintése. A 9. fejezetben a szerző a cirkuláció és örvényesség fogalmát, valamint légköri vonatkozásaikat tárja fel. Külön hangsúlyt kap a légköri folyamatok analízisében széles körben alkalmazott örvényességi egyenlet. A 10. fejezet a diszkontinuitási felületek (főleg a frontfelületek) kérdéseivel foglalkozik. Ezen belül ki kell emelnünk a függőleges cirkulációk a frontálzónában c. részt, amely *Bodolai* István e téren kifejtett munkásságának összegezése, továbbá a hidegbetörések dinamikai sajátosságairól összeállított szemelvényt.

A súrlódás és a turbulencia témaköre egy fejezetben (11. fejezet) kapott helyet. Külön beszél Rákóczi a mikro-, mezo- és makroskálájú turbulenciáról. Megadja a turbulens mozgásokat és a turbulens átvitelt leíró egyenleteket. Itt kerül ismertetésre a planetáris határréteg problematikája, különös tekintettel a függőleges szélprofil modellekre. A fejezet részletesen bemutatja a turbulens hőáram és diffúzió elméletét is, amely a légszennyeződés szempontjából fontos. A hullámmozgásokról készült fejezet (12. fejezet) a légköri hang-, gravitációs- és Rossby-hullámok sajátosságaira mutat rá. Minthogy e hullámokkal a légköri folyamatoknál állandóan számolnunk kell, e fejezetnek a tematikába történő felvételét csak helyeselni lehet. A szinoptikus skálájú mozgásrendszerek c. fejezetben (13. fejezet) a Sutcliffe-féle fejlődési elméletnek és olyan alapvető egyenleteknek az interpretálására kerül sor, mint a tendencia-egyenlet és az ω-egyenlet. Betekintést kapunk a hidrodinamikai és a baroklin instabilitás fogalmába is. A könyv a légkör általános cirkulációjáról írt fejezettel zárul. Ebben a téma modern szemléletével találkozunk. A problémát Götz a légköri energetika oldaláról közelíti meg és nagy jelentőséget tulajdonít a légkör impulzusmomentum háztartásának. Figyelmet fordít a sztratoszféra általános cirkulációjára is.

A szerzők e gazdag témakör rendszerbe foglalását és kidolgozását sikeresen oldották meg. Stílusuk világos, a levezetések követhetők, az ábrák kifejezők. A könyv szerkesztése elismerésre méltó, tipográfiailag is kifogástalan, ami a Tankönyvkiadó, illetve a Szegedi Nyomda jó munkáját dicséri.

Tänczer Tibor

OKE, T. R.: **Boundary Layer Climates** *(A talajközeli határréteg klímái)*. Methuen & CO LTD. London, 1981. 372 old. 129 ábra, 32 táblázat.

A planetáris határrétegben lejátszódó fizikai folyamatok iránt megindult és egyre fokozódó érdeklődés miatt mind több és több munka jelenik meg e témakörből. A bemutatást, az összefoglalást és az elemzést kitűző eddig megjelent művek közös jellemvonása az, hogy a turbulens folyamatokat teljes bonyolultságukban, minden matematikai aspektusukkal igyekeznek tárgyalni. Bármennyire is dicséretes az ilyen szemlélet- és tárgyalásmód, a matematikia alapképzés nélküli érdeklődők számára elriasztó a hatása, pedig a téma agro- és bioklimatológiai, valamint környezetvédelmi vonatkozásai miatt szépszámú, nem matematikus képzettségű érdeklődőre is számot tarthat.

Oke könyve éppen azt tűzi ki célul, hogy úgy tárgyalja a határrétegben föllépő jelenségeket, hogy ezeknek fizikai lényegét emelje ki, és a matematikai formalizmusból csak annyit tartson meg, amennyi a tárgy egzakt kifejezéséhez óhatatlanul szükséges. Ez azonban nem leszűkítést jelent, hiszen *Oke* az alapvető megmaradási elveket messzemenően figyelembe veszi, és a legtöbb esetben az adekvát energiamérlegből indul ki. Könyve nem egyszerűen a leíró, hanem a magyarázó-kifejező módszert követi és az egyszerű fizikai elvek alkalmazásán alapul.

A könyv három, egymáshoz kapcsolódó, de egymástól mégis tematikában és módszerben eltérő részre tagolódik. Az első rész, amely a légköri rendszerek alcímet viseli, megadja a planetáris határrétegben lezajló légköri folyamatok egyszerű, de tudományos igényű leírását. Ezekben a fejezetekben tárgyalja a Szerző az energia — és tömegátalakulások lényegét, a főhangsúlyt az energia- és a vízmérleg koncepciójára téve.

A természetes légköri környezet alcímű második rész az olyan természetes felületek felett kialakuló mikroklímákkal foglalkozik, mint a homok sivatagok, a hó- és jégfelszínek, valamint a víz felületek. A növényzettel nem borított felületek mellett tárgyalja a Szerző a növénytakaró szerepét is: a hő- és vízháztartáson kívül a fotoszintézisről és a szén-dioxid háztartásról is olvashatunk.

„Az állatok klímája" című 6. fejezet — amelyben a humán klimatológia egyes problémái is szerepelnek — olvasását mindenekelőtt a bio- és agroklimatológusoknak ajánljuk. Bizonyára érdeklődésre tarthat számot körükben az inhomogén talajok mikroklímáját leíró 5. fejezet is.

A harmadik rész az emberi beavatkozások hatásait tárgyalja. A klímára való befolyást pozitív és negatív értelemben is értelmezi a könyv. Az e témának szentelt mintegy 140 oldal a fagyvédelem és a ködfeloszlatás módszereivel, az üvegházak és belső terek mikroklimatológiájával éppen úgy foglalkozik, mint a káros hatásokkal. Az épületek, épületcsoportok és a városok klíma módosító hatását nem megfontolt (inadvertent) hatásoknak minősíti a Szerző, de több példával bizonyítja, hogy ezek az effektusok nem elhanyagolható tényezők.

Az utolsó fejezet a légköri szennyeződés és a határréteg problémáival foglalkozik. Dicséretes, hogy a mérsékelt terjedelem (33 old.) ellenére milyen komplex módon sikerült összefoglalni a tárgykör lényegét.

A könyv megértését nagymértékben elősegíti a gondosan és nagy szakértelemmel összeválogatott ábraanyag s a bizonyító erejű táblázatok. A könyvet kiegészítő függelékek pedig — többnyire — gyakorlati útmutatásoknak tekintendők. A könyvben szereplő fizikai mennyiségek dimenzióit SI rendszerben adja meg Oke.

Azzal a jó érzéssel ajánljuk a mű forgatását, hogy nagyon széles körű olvasótábor találhat benne nemcsak szakmai újdonságot, de új, szintetizáló szemléletmódot mindenképpen. Legszívesebben látnánk a könyv magyarra fordítását.

Rákóczi Ferenc

KRÓNIKA

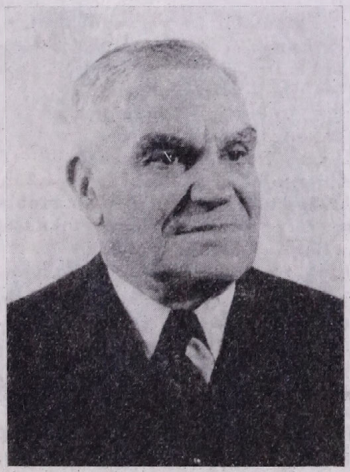
RNDr. MIKUKÁŠ KONČEK DrSc., 1900—1982.

Immáron negyedízben emlékezik meg folyóiratunk *Končekprofesszor* személyéről. 1970-ben, 70 éves korában, majd 1975-ben, a 75. év elérésekor köszöntöttük a nemzetközileg elismert tudóst, a magyar meteorológusok önzetlen, segítő jóbarátját; mindkét alkalommal azzal a kívánsággal, hogy fiatalos lendületét, tudományos lelkesedését megőrizve még hosszú ideig gazdagítsa jó egészségben a meteorológia tudományát.

1980-ban nyolcvanadik születésnapján a tiszteletére Pozsonyban rendezett emlékülésen a Magyar Meteorológiai Társaság és a Magyar Meteorológiai Szolgálat képviseletében többtagú magyar delegáció is köszöntötte Končeket professzort, mint a Társaság tiszteletbeli tagját, s az *Időjárás* 1958—1979. közötti huszonkét éven át aktív szerkesztőbizottsági tagját, tolmácsolva a magyar meteorológusok üdvözletét és jó kívánságait.

Sajnos, ez a most már negyedízben történő megemlékezésünk szomorú alkalomhoz fűződik. Búcsúznunk kell végleg egy nagy tudóstól, jó barátunktól, mindenekelőtt egy teljes, értékes életet betöltött igaz embertől: Huzamosabb betegeskedés után 1982. augusztus 13-án elköltözött az élők sorából.

M. Končekprofesszor röviddel az ezredforduló után (1900. április 12-én) született. Korának, a XX. századnak a múlt eredményeit megbecsülő és továbbadó tudósa volt. Az aktív tudományos munkában eltöltött, ritka hosszú 67 évével (a meteorológiával az akkori Szentpétervár, a mai Leningrád melletti nagyhírű pavlovszki obszervatóriumban már 15 éves korában megismerkedett) századunkban a meteorológia „nagy öregjei" közé tartozott.



Felkészültsége, széles nyelvtudása alkalmassá tette arra, hogy mind szűkebb hazájában, mind nemzetközi szinten átsegítse tudományunkat azokon a nehézségeken, amelyek a század háborúk dúlta szakaszaiban és a kibontakozás, újjáépítés éveiben részben az újjászervezés, részben a tudományos utánpótlás tekintetében Európa-szerte felmerültek.

A nehézségeket felismerő Konček professzor gazdag életművében különösen értékelhetjük a hazájában a meteorológiai szolgálat megszervezésében kifejtett munkáját, a szolgálat magas szintre emelését, oktató munkáját; nemzetközi téren pedig széleskörű tudományos kutató és tudományt irányító tevékenységét, valamint az általa irányított kutatógárda értékes eredményeinek bekapcsolását az egyetemes meteorológia tudományos vérkeringésébe.

Egyetemi tanulmányainak befejezése után éveken át különböző egyetemi tanszékeken (Prága, Brünn) foglalkozott a meteorológia felsőszintű oktatásának kérdéseivel. A hiányosságokat pótlandó számos tankönyvet írt és szerkesztett. Kiemelendőnek tartjuk, hogy ezen munkássága során *D. Svoboda*-val, a WMO későbbi főtitkárával orosz eredetiből cseh és német nyelvre fordította és kiegészítette *Sz. P. Hromov*nak a *Szinoptikus Meteorológia (1940)*, akkoriban legkorszerűbb, alapvető művét. Ezzel kettős célt ért el. Egyrészről kitűnő tankönyvet adott hazájának meteorológus-képzése számára, másrészről megismertette a német szakirodalmi nyelvterület kutatóival, oktatóival az akkoriban meglehetősen elzárt szovjet szakirodalom egyik legkiválóbb, didaktikailag is nagyon értékes szakkönyvét.

Konček professzor életműve a harmincas években — miután előzőleg résztvett a fiatal csehszlovák meteorológiai szolgálat szervező és operatív munkájában — a szlovák meteorológiai szolgálat megszervezésével folytatódott. Felsőfokú oktatói tevékenységét — időközben végleg Pozsonyban telepedve le — az ottani *Komensky Egyetem* meteorológiai és klimatológiai tanszékén, mint ennek első professzora folytatta. Itt és az általa alapított szlovák tudományos akadémiai kutató intézetben, majd mint a Szlovák Hidrometeorológiai Intézet vezetője gondoskodott a szolgálati és a tudományos utánpótlásról. A mai magas színvonalon működő és kutató szlovák szakembergárda majd minden tagja Konček professzor tanítványa, akik haláláig szeretettel és tisztelettel vették körül a

nyugalomba vonulása után is velük mindvégig szoros kapcsolatot tartó tanárukat.

A szomszéd baráti országból elismeréssel követtük kezdeményező és szervező munkáját, amelynek eredményeképpen megépült a Tátra második legmagasabb pontján, a 2634 m magas Lomnici-csúcson a nemzetközileg is jelentős hegyi obszervatórium. A magas hegység meteorológiai jelenségei, éghajlati jellegzetességei mindvégig lekötötték a természet szépségei iránt különösképpen fogékony Konček professzor érdeklődését. Az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet vezetőivel, munkatársaival szoros szakmai barátságban együttműködve előadóként, majd szívesen látott és tisztelettel fogadott vendégként gyakran vett részt az 5 közép-európai ország által rendezett Alpi Meteorológiai Konferenciákon. Abban a meggyőződésben, hogy a Kárpátok térségének meteorológiai jellegzetességei hasonlóképpen indokolják és igénylik az érdekelt országok tudományos együttműködését, a szlovákiai Smolenice-ben 1959-ben nemzetközi Kárpát-meteorológiai Konferenciát rendezett. Az azóta is sikeresen folytatódó együttműködésben részt vesznek a csehszlovák, jugoszláv, lengyel, magyar, román, szovjet kutatóintézetek és meghívott vendégként látogatják német és osztrák meteorológusok is. A konferenciákat felváltva a résztvevő országok rendezik az Alpi Meteorológiai Konferenciákhoz hasonlóan.

Ugyancsak Konček professzor szervező munkáját dicséri az a szoros, baráti együttműködés, amely a Szlovák és a Magyar Meteorológiai Társaság között alakult ki az általa kezdeményezett közös vándorgyűléseken (az első közös vándorgyűlést Mosonmagyaróváron tartották 1968-ban, a hetediket Kecskeméten 1981-ben).

Konček professzor tudományos munkásságának jelentős hányadát éghajlattani kutatásai képezik. Hazája éghajlati atlaszának szerkesztői feladatai alkalmat adtak arra is, hogy a szomszéd Ausztria és Magyarország Csehszlovákiával határos zónáiban az éghajlati elemek értékeit különböző metodikai megfontolások figyelembevételével egyeztessék. Ennek érdekében gyakran került sor kölcsönös látogatásra, tapasztalatcserére. Állásfoglalásait, általában látogatásai során tartott előadásait, folyóiratunkban megjelent cikkeit mindig nagy érdeklődés és elismerés kísérte. Gazdag irodalmi munkásságát – melynek részletezése meghaladná ennek a megemlékezésnek kereteit – a magyar meteorológusok jól ismerik, eredményeiből sokat hasznosítottunk. Baráti látogatásaira, tapasztalataiból merített tanácsaira mindig szeretettel emlékezünk vissza.

Nyugalomba vonulása után is megőrzött munkakedvét és szervező képességét bizonyítják az utóbbi években végzett pozsonyi városklimatológiai kutatásai, feldolgozásai és a lengyel munkatársakkal szerkesztett Tátra-monográfiája (Klima Tatier, Bratislava, SAV 1975), amelynek érdekes részlete (a Magas-Tátra déli lejtőjének hőmérsékleti viszonyairól) az *Időjárás* 64. évfolyamában megjelent.

Tudományos érdemeinek elismeréséül a Csehszlovák és a Szlovák Tudományos Akadémia egyaránt tagjává választotta, számos külföldi tudományos társaság, bizottság tagja volt. Augusztus 18-án, a Komensky Egyetem aulájában felállított ravatalánál tisztelőinek és barátainak nagy száma jelent meg végső tiszteletadásul.

Konček professzor életművének végső értékelésekor, abban a meggyőződésben, hogy maradandó emlékét hazája és a nemzetközi tudományos világ tisztelettel őrzi, mi magyar meteorológusok – különösen személyes barátai – mélységesen fájlaljuk hazáján messze túlsugárzó személyiségének elvesztését. Aktivitását, baráti segítségét, bölcs tanácsait – emlékét megőrizve – sokáig nélkülözni fogjuk.

Béll B.

OSZTRÁK—MAGYAR FERTŐ TAVI SZIMPÓZION SOPRONBAN

A Magyar Meteorológiai Társaság az Osztrák Meteorológiai Társaság közreműködésével a szokásos évi vándorgyűlés helyett a Fertő tavi kutatásokat értékelő szakmai napokat rendezett Sopronban, 1982. szeptember 6-án és 7-én. Társaságunk régi törekvése, hogy kapcsolatait a Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetségének más társaságaival, valamint külföldi, elsősorban a szomszédos országok meteorológiai társaságaival bővítse. Ez a törekvés fejeződött ki a soproni tudományos ülés alkalmával is, amelynek keretében magyar és osztrák meteorológusok a *Fertő tó hidrometeorológiai kérdéseit* vitatták meg.

A Fertő tó Magyarország és Ausztria közös, s egyúttal Közép-Európa legnagyobb sztyeppjellegű tava, amely az elöregedés stádiumában van, és különleges természeti adottságaival egyedülálló jelenség.

A tó hosszúsága 35 km, legnagyobb szélessége 15 km, legkisebb szélessége 7 km. Partvonalának hossza mintegy 100 km, amelyből a magyarországi törésé 25 km. A tófenék nagyon lapos, így az átlagos tómélység a partmenti részeken 50 – 60 cm, a belső nyílt vízterületeken 1,0 – 1,2 m, a legmélyebb helyeken 1,6 – 1,8 m, az utóbbi évek aránylag magasabb vízállásait tekintve. A tavat változó szélességben nádas övezi, mely legszélesebb a déli magyar törészen, ahol helyenként eléri a 4 km-t is.

A Fertő tó vízjárása a múltban igen szélsőséges volt; többször fordult elő kiszáradás, máskor pedig igen magas vízállás alakult ki.

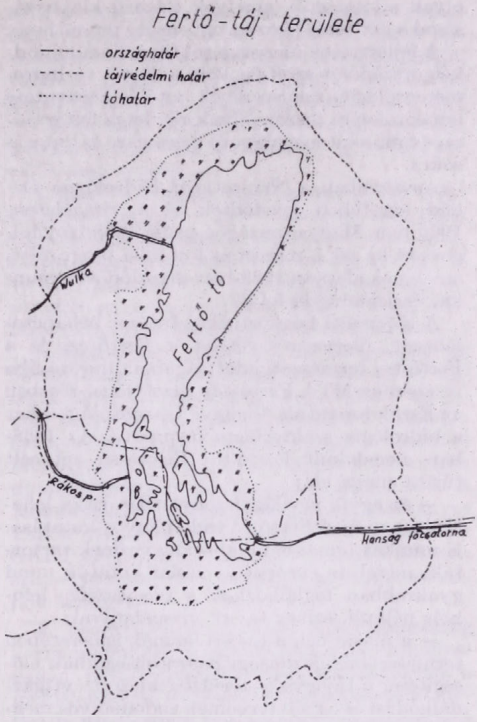
Pontos adatokat a tóról csak az 1963-ban (osztrák törészen) és az 1967-ben (magyar törészen) elvégzett mérések óta tudunk, a korábbi adatok igen hiányosak és bizonytalanok voltak. A tónak az említett felmérések szerinti

jellemző adataiból (lásd a *táblázatot*) megállapítható, hogy az eddigi gyakorlatban optimálisnak elfogadott vízszintnél mintegy 300 km² a tó vízfelülete, amivel manapság számolni lehet. Ennek az aránya az osztrák és magyar részen: 76 – 24%.

Vízmagasság osztrák alapszint	Víztérfogat (millió m³)	Térfogatarány osztrák–magyar (%)	Vízfelület (millió m²)	Területi arány osztrák–magyar (%)
114,98	128	93 – 7	205	85 – 15
115,50	263	85 – 15	292	76 – 24
116,0	413	82 – 18	309	76 – 24

A Magyarországhoz tartozó kereken 75 km² tóterület 83%-a, tehát 62 km² a nádas, míg a szabad vízfelület 13 km². Jellemző a vízfelület csökkenésére az, hogy a századforduló óta egyharmadára, tehát 39 km-ről 13 km²-re zsugorodott.

A fentiek alapján belátható, hogy a Fertő tó állapotának megóvása, illetve javítása érdekében az illetékes hatóságoknak lépést kellett tenniük. Az első átfogó, céltudatos fejlesztési koncepció 1965-ben alakult ki, majd a fejlesztési tervet az 1030/1967. (IX. 17.) számú Kormányhatározat hagyta jóvá. A tervek az egész Fertő-tájra vonatkoznak; a Fertő-táj fogalmába a Fertő tó és az azt övező tájvédelmi terület tartozik, amelynek határvonala nem igazodik szorosan a közigazgatási határokhoz és vízválasztókhoz *(1. ábra)*.



Természetesen a magyar tórész és a tóhoz kapcsolódó partszakasz olyan jellegű fejlesztését, ahogyan azt Ausztriában teszik, nem lehetett célul kitűzni. Nálunk is vannak azonban



Az ülés elnöksége: Gál János rektor köszönti a résztvevőket

olyan adottságok, amelyek ésszerű kiaknázásával a két tórész között egyensúly teremthető.

A fejlesztések nagyságától függetlenül mindkét országban szükség volt a Fertő tó hidrometeorológiai rendszerének, a tó és környezete meteorológiai viszonyainak részletes feltárására, s e munkát megalapozó mérésekre és kutatásokra.

Ausztriában a Nemzetközi Hidrológiai Dekád keretében kezdődtek el a vizsgálatok, 1966-ban, Magyarországon pedig 1968-ban dolgoztuk ki azt a mérési és kutatási programot, amelynek alapján 1969-ben elkezdődött a munka, és jelenleg is folyik.

A Központi Légkörfizikai Intézet bekapcsolódását, illetve részvételét a Fertő tó és a Fertő-táj természeti adottságainak kutatásába részben az MTA Fertő-táj Bizottsága, részben az Északdunántúli Vízügyi Igazgatóság, tehát a hidrológia szakterülete inspirálta. Az 1968-ban megalakult Fertő-táj Bizottság két célt tűzött maga elé;

– az egyik a világviszonylatban ritka lehetőséget nyújtó Fertő tó tudományos kutatása. E munkát annál is inkább időszerűnek tartották, mivel az európai és ázsiai kutatók mind gyakrabban foglalkoznak a természetes lefolyás nélküli, szikes tavak vizsgálatával;

– a másik cél, a táj értékeinek ismeretében természeti és gazdasági hasznosításuknak elősegítése, a tájegység területrendezési, vízgazdálkodási és egyéb terveinek tudományos megalapozása.

A Vízügyi Igazgatóság részéről felmerült fő kérdés a Fertő tó szabad vízfelszínének és a nádas evapotranspirációjának a meghatározása volt, tószabályozási, vízgazdálkodási terveik megalapozásához.

Kétségtelen, hogy a felsorolt célok, feladatok megoldásában a meteorológiai, hidrometeorológiai paraméterek komplex vizsgálata, számszerű értékeiknek megadása alapvetően fontos információt jelentett.

A rendezvényen, amelynek a Soproni Erdészeti és Faipari Egyetem adott otthont, mintegy 60 magyar és 20 osztrák szakember vett részt. *Szász Gábornak*, a Magyar Meteorológiai Társaság elnökének megnyitó beszéde szeptember 6-án reggel 9 órakor hangzott el, majd *Gál János*, az Erdészeti és Faipari Egyetem rektora üdvözölte az egybegyűlteket. Ezután *H. Reuter*, az Osztrák Meteorológiai és Geodinamikai Intézet igazgatója mondott köszönetet a meghívásért, és hangsúlyozta a tudományos együttműködés jelentőségét.

A megnyitó és a kölcsönös üdvözlések után a Fertő tavi kutatási eredményeket bemutató előadásokra került sor. Számszerint tíz előadás hangzott el, öt magyar és öt osztrák szakemberek részéről.

Az első két bevezető előadás átfogó képet adott a tó két szakaszán végzett munkáról. Így *Kozma Ferenc és Tóth Erzsébet* „A Fertő tavi hidrometeorológiai kutatások célja és főbb eredményei" címen foglalta össze a magyarországi vizsgálatokat. Az előadás három részből állt. Az első rész, a „*Fertő-táj éghajlata*" részletes információt adott a legfontosabb meteorológiai elemek alakulásáról a vizsgált térségben, az 1970 – 1979. közötti speciális mérések, valamint Sopron és Magyaróvár 1901 – 1970. közötti adatsora alapján. A második rész a *Fertő tó sugárzás- és hőháztartásával* foglalkozott; a sugárzási komponensek víz- és nádfelszínre vonatkozó értékeit mutatta be, majd a Fertő tó hőháztartási rendszerét elemezte, különös tekintettel a párolgásra fordított hőre. A harmadik rész, „*A Fertő tó párolgása*", rövid módszertani leírás után a párolgás számértékeit elemezte külön bemutatva a vízfelszín evaporációját és a nádas evapotranspirációját.

F. Neuwirth „Az IHD (Nemzetközi Hidrológiai Dekád) keretében a Fertő tavon végzett hidrometeorológiai vizsgálatok eredményei"-t ismertette. E kutatási programsorán a Fertő tó osztrák szakaszán átfogó hidrometeorológiai vizsgálatok folytak 1966-tól 1974-ig. A legfontosabb cél a párolgásnak a meghatározása volt. Ennek érdekében a tó közepén, májustól októberig automata mérőállomást üzemeltettek, s az itt mért adatok, valamint a podersdorfi és a rusti meteorológiai állomásoknak az adatai alapján határozták meg a párolgást, mégpedig a hőháztartási és az aerodinamikus profil módszerrel, párolgásmérő kádak segítségével és empirikus párolgási formulákkal. Az átfogó és részletes adathalmaz lehetővé tette a Fertő tó és környéke klimatológiai és hidrometeorológiai viszonyainak a leírását is.

A fenti két bevezető előadás után *Kalmár István*, az Északdunántúli Vízügyi Igazgatóság munkatársa beszámolt arról, hogy hogyan hasznosítják a meteorológiai kutatások eredményeit a Fertő tó vízháztartásának szabályozásában. Elmondta, hogy az elmúlt 12 év széleskörű meteorológiai megfigyelései és kutatási eredményei jelentősen segítették a vízháztartásban mutatkozó törvényszerűségek feltárását. A meteorológusok meghatározták a tó és a vízgyűjtő jellemző csapadékait, a tó nyíltvizének és nádasának párolgását, azok éven belüli és hosszú idejű eloszlásait. Elsősorban ezek az eredmények tették lehetővé a többi vízháztartási tényező pontosabb becslését is, a vízháztartási szélsőségek előrejelzését, a vízszintszabályozás pontosítását.

A következőkben *H. Dobesch* előadása hangzott el, aki a Fertő tó nádövezetében végzett meteorológiai kutatások eredményeit ismertette. A Fertő tó Munkaközösség keretében dolgozó kutatócsoport a nádövezetben a nád vágása következtében létrejött víz- és hőháztartásbeli változásokat tanulmányozta.

Osztrák előadások foglalkoztak még az állóvizek felszínhőmérsékletének meghatározásával, valamint a vízfelületeknek a környezet éghajlatára gyakorolt hatásaival.

Horváth László és Mészáros Ágnes a „Légköri

nyomanyagok nedves ülepedése a Fertő tóra" c. tanulmánya a fertőrákosi csapadékmintavevő állomás mérései alapján a különböző nyomanyagok ülepedésének évi menetével foglalkozott. Eredményeik jól megegyeznek az illmitzi állomáson mért értékekkel.

A tudományos ülés résztvevői hallhattak még azon klimatológiai segédletekről, amelyeket a Velencei tó vízszintszabályozásához dolgoztak ki (*Rákóczi Ferenc* és *Kóris Kálmán*), valamint a balatoni viharjelzésnél használatos módszerekről, az előrejelzések és riasztások eredményességéről (*Böjti Béla*).

Az előadások értékes kiegészítése volt *F. Lauscher* tájékoztatása az osztrák meteorológia történetéről, különös tekintettel a Fertő tó vidékére.

A késő délutánba nyúló előadás sorozat *Szász Gábor* és *Friedrich Lauscher* társasági elnökök zárszavával fejeződött be.

Szeptember 7-én reggel a Központi Meteorológiai Intézet soproni Főállomásának meglátogatására került sor, ahol rövid tájékoztató hangzott el az állomás munkájáról, feladatairól.

Ezután a népes társaságot autóbuszok vitték Fertőrákosra. Itt az első megálló a Vízügyi Igazgatóság Obszervatóriuma volt, ahol *Takács Tamás*, az Obszervatórium vezetője fogadta a vendégeket, s tájékoztatta őket az ott folyó tevékenységről. A szakmai kirándulás utolsó állomása, a Fertő tavi hidrometeorológiai kutatóállomás megtekintése közben az elhangzott hidrobiológiai témájú előadás egésszé tette a Fertő tavi kutatásokról eddig szerzett ismereteket.

A szakmai programban gazdag rendezvényhez tartozik az a szűkebb körű megbeszélés, amely a Társaságok és a Szolgálatok vezetői között zajlott le, s amelynek célja a további társasági együttműködés formájának, tartalmának kialakítása volt.

Tóth Erzsébet

⁎

A 17. NEMZETKÖZI ALPI METEOROLÓGIAI KONFERENCIA

Ausztria, Franciaország, Jugoszlávia, NSZK, Olaszország és Svájc meteorológiai szolgálatai 17-edszer rendezték meg hagyományos alpi meteorológiai konferenciájukat (ITAM '82, *Internationale Tagung für Alpine Meteorologie*). Az 1982. évi konferenciát szeptember 21 – 25 között az NSZK Meteorológiai Szolgálata rendezte. Színhelye a Watzmann 2713 m, a Hoher Göll 2513 m és az Untersberg 1972 m magas hegyei által közrefogott, az Ache folyó festői völgyében fekvő Berchtesgaden volt. A Salzkammergutba beékelődött kis tartomány 1270 – 1803 között még önálló hercegség volt, s csak a múlt században csatolták Bajorországhoz. A tengerszint felett 573 m-en fekvő kisvárosnak és környékének kiváló alpi klímája, valamint gyógyfürdői egész évben vonzzák a pihenni és sportolni vágyókat. Nyáron az alpinisták és turisták lepik el a környék zord sziklafalait és szelíd lejtőit, télen pedig a sízők paradicsoma e vidék.

A modern kongresszusi palota, remek kilátással a hegyekre, igen alkalmas volt ilyen nagyszabású nemzetközi rendezvény lebonyolítására. Az alpi országok meteorológusain kívül az USA-ból és Európa más országaiból, így hazánkból is a szakemberek élénk érdeklődést tanusítottak a tudományos találkozó iránt.

A konferenciát Prof. Dr. *E. Lingelbach*, az NSZK Meteorológiai Szolgálatának elnöke nyitotta meg, aki ismételten hangsúlyozta az Alpok szerepét Európa időjárásában, valamint azt a tényt, hogy a modern technika lehetővé tett olyan vizsgálatokat, amelyek a jelenségek dinamikájának a megismerését segítik elő. A Meteorológiai Világszervezet és a Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa által koordinált GARP egyik alprogramjának, az ALPEX-nek színhelyéül sem véletlenül választották az Alpok térségét.

E bevezető szavak után Felsőbajorország kormányelnöke, *R. Eberle*, valamint Berchtesgaden polgármestere, *A. Plenk* üdvözölte a megjelenteket, méltatva a tudományos konferencia jelentőségét és az eredmények sokoldalú felhasználásának jelentőségét.

A konferencia tudományos programja az ALPEX, a színoptikus jelenségek, a regionális és mezoskálájú problémák, a lokális jelenségek, a közép-, és magashegységi klimatológia, végül a hidrológia és glaciológia témacsoportjait tartalmazta. A négynapos ülésszakon több mint 60 előadás hangzott el. Ezt a különböző témákhoz kapcsolódó, nagyon jól rendezett, és ezúttal sikert aratott poszter-szekciók tették színessé és érdekessé.

Az első és talán a legnagyobb érdeklődéssel várt előadást, az ALPEX-program áttekintését és előzetes értékelését, *J. P. Kuetner*, a WMO jelenlegi munkatársa tartotta. Bevezetőjében röviden ismertette az ALPEX tudományos programját s részfeladatait, hangsúlyozva, hogy a választás azért esett a viszonylag kis kiterjedésű Alpokra, mivel e térségben a hegyek okozta jelenségek közül szinte mindegyik előfordul, sőt az északi féltekén a ciklogenezis itt a leggyakoribb. Ismertette a megfigyelő rendszert, a központok munkáját, majd részletesen foglalkozott a speciális megfigyelési periódus(SOP) alatt előfordult időjárásjelenségekkel, értékelésükkel, valamint a közben felmerült problémákkal. Ezek után az „előzetes tudományos benyomásokat" mondotta el a lee-oldali ciklogenezisről, az Alpok körüláramlásának kettéválásáról, valamint a bóráról és a főn három megjelenési formájáról. Befejezésül az ALPEX-szel foglalkozó publikációkról, tudományos ülé-

sekről és szimpózionokról szólt. Végül is azt a következtetést vonta le, hogy az ALPEX a tudományos kutatók figyelmét sok olyan speciális probléma megoldására hívta fel, amely az időjárás numerikus előrejelzésében jelentős helyet fog kapni. Véleménye szerint az összegyűjtött, értékes adathalmaz a világ tudósait még hosszú ideig foglalkoztatja majd.

A második témacsoportban több érdekes előadás hangzott el az orografikus hatások szerepéről az objektív analízisben, a közép- és rövidtávú előrejelzési modellekben. *F. Mesinger* (Belgrád) rámutatott a jelenlegi modellek „gyengéire", mivel azok nem képesek a hegységek háromdimenziójú geometriáját megfelelően magukba foglalni. *P. Wendling* (Oberpfaffenhofen) háromdimenziós mezoskálájú numerikus modellel igazolta az Alpok északi lejtőinek csapadékot keltő, csapadékot növelő és ennek földrajzi eloszlását befolyásoló hatását. Az előadók foglalkoztak még a numerikus modellekben szereplő paraméterek összefüggéseivel, a szinoptikus jelenségeknek, mint pl. a szélnek, az Alpok felett kialakult nyári alacsonynyomású területnek hagyományos módon történő vizsgálatával, valamint a felhőrendszerek műholdképeken történő azonosításával. E témakör poszter-szekcióján mintegy 16, igen szemléletes ismertetés hangzott el, amelyek között több esettanulmány is szerepelt.

A regionális és mezoskálájú jelenségek az Alpok környezetében a nagytérségű és kistérségű folyamatokba vannak beleágyazva, így vizsgálatuk igen nehéz, mondotta bevezető szavaiban *H. Pichler* (Innsbruck). Ezért az NSZK szolgálatának kezdeményezésére a MERKUR nevezetű, mezoskálájú alprogramot szervezték az Inn völgyében és ennek előterében. Az említett időszakban és területen a termikus cirkulációt egy nem hidrosztatikus, mezoskálájú modell kétdimenziós verziójának segítségével vizsgálták, valamint egy sekély főnre vonatkozó esettanulmányt is elvégeztek. E témakörben hangzottak el a radarmefigyelések és ballonfelszállások adatai alapján végzett vizsgálatok eredményei is, különös tekintettel az Alpokon átvonuló hidegfront felhőzeti- és csapadékviszonyaira, valamint a bórára. Az ezt kiegészítő poszter-szekción a legérdekesebb a Zugspitzen megfigyelt főnfelhőzet bemutatása és fizikai értelmezése volt.

A lokális jelenségekkel, amelyek lehetővé teszik a betekintést a légkörben lejátszodó fizikai folyamatokba, mintegy 15 előadás és közel ugyanannyi poszter-szekció foglalkozott. Ezek a tanulmányok értékes adatokat nyújtanak a szubskálájú folyamatoknak a numerikus modellekben történő parametrizálásához. Mindamellett – *H. Richner* (Zürich) szavai szerint – ezeknek a szubskálájú lokális jelenségeknek a szinoptikus skálájú modellekbe történő beépítése még eléggé problematikus.

A fentiek szellemében többen számoltak be a hegy-völgyi szelek dinamikájára, időjárást módosító hatásukra, valamint az Alpok déli lejtőinek felhőzetére és napfénytartamára vonatkozó vizsgálataikról.

A közép- és magashegység klimatológiáját tárgyaló előadásokat *K. Cehak* (Wien) az Alpok éghajlatának kutatásait áttekintő tanulmánya vezette be. Ennek keretében a dinamikus klimatológia új, a kutatásokban már jelentkező, elméletét ismertette. Az ALPEX során vált nyilvánvalóvá, hogy az Alpokban és környezetében is ún. klíma-háttérállomásokat kell kijelölni, valamint a szabad légkörben olyan megfigyeléseket kell végezni, amelyek elősegítik e térség korszerű, dinamikus alapokra helyezett klímakutatását.

F. Fliri (Tirol) az új szinoptikus klimatográfiáról tartott előadást, *B. Primault* (Zürich) pedig a modern klímakutatás néhány új alapgondolatát ismertette, majd a magas hegységek bioklímájáról, a szoláris UV-sugárzásról, valamint klimatológiai összehasonlító vizsgálatokról hangzottak el előadások. *G. Enders* (München) itt ismertette a berchtesgadeni nemzeti parkban végzett klímatanulmányokat, amelyek szorosan összekapcsolódnak az Unesco *Man and biosphere* programjához.

A témához tartozó poszter-szekción az Osztrák Alpokban felállított félautomata meteorológiai állomás, valamint az első német–kínai tibeti expedició (1981) által végzett hóhatármegfigyelések eredményeit mutatták be.

Az utolsó témakör hidrológiai és glaciológia kérdésekkel foglalkozott. *O. Reinwarth* (München) átfogóan ismertette az utolsó évtized kutatási eredményeit. Kitért a jég jelentős víz-, és információtároló szerepére, valamint a gleccser-megfigyelésekből levonható következtetésekre. Ezt követte az energiaháztartásnak a magasságtól való függőségéről, a hó vastagságának és víztartalmának meghatározására szolgáló statisztikai modellről, valamint az 1981/1982 telén a Mt. Capellinón megfigyelt jégfelhalmozódás sebességének értékeléséről szóló előadás. Érdekesek voltak az Alpok térségéről készült hidrológiai térképek.

Az előadásokat, egy-két kivétellel, nem követte a megszokott élénk vita, talán azért nem, mert a témák nagyon speciálisak voltak.

Az ülésszakon elhangzottakat *W. Buschner*, az NSZK Meteorológiai Szolgálatának tudományos igazgatója, valamint *H. Reuter*, az Osztrák Meteorológiai Szolgálat elnöke értékelte, vázolva azokat a tudományos területeket, ahol az alpi országok szakembereinek közös erőfeszítésére van szükség ahhoz, hogy további eredményeket érjenek el a problémák megoldásában.

Végül, az eddigi hagyományokat követve, *F. Mesinger* (Belgrád) bejelentette, hogy a 18. Alpi Meteorológiai Konferenciát 1984-ben a Horvát Meteorológiai Szolgálat kívánja megrendezni.

A gazdag szakmai programot talán még gazdagabb keretprogram egészítette ki, amelyre

MTA Könyvtára
Periodika 19[illegible]3/106 n.

Berchtesgaden környéke korlátlan lehetőségeket kínált. Különösen maradandó élményt nyújtott a közös kirándulás a berchtesgadeni nemzeti parkba, amely méltó befejezése volt egy nagyon jól szervezett, meleg baráti légkörben lezajlott tudományos konferenciának.

Lépp I.

⁂

FÖLDTUDOMÁNYI ÉVFORDULÓ 1982-BEN

A folyó, 1982. évben több nevezetes történeti szakasz kezdetének – a földtudományok „korszakváltásainak" – évfordulóit ünnepeljük.

Száz évvel ezelőtt, 1882. augusztus 1-én kezdődött az osztrák–magyar haditengerészet sorhajóhadnagyának *Karl Weyprechtnek* kezdeményezésére rendezett és kereken 1 évig tartó *Első Nemzetközi Poláris (Sarki) Év*. Ezt 50 évvel később, 1932-ben a *Második Nemzetközi Poláris Év* követte. Mindkét együttműködés az északi-sarki térségben szervezett geofizikai (ennek keretében meteorológiai) kutatásokra irányult. Ugyancsak 1982-ben emlékezünk meg a 25 évvel ezelőtt, 1957. július 1-én megkezdett *Nemzetközi Geofizikai Évről*.

Miután a hármas évforduló nemcsak a szorosan vett geofizika, hanem több természettudomány (csillagászat, geológia, geodézia, geofizika, oceanológia, glaciológia, meteorológia, hidrológia) érdeklődési körébe tartozik, azért 1982-ben és a rákövetkező 1983. évben széleskörű megemlékezésekre kerül sor.

A *Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa* (ICSU) 1978-ban felkérte a belga *M. Nicolet* professzort egy „ad hoc" szervező bizottság vezetésére a megemlékezések tervszerű lebonyolítása céljából. A bizottság felhívására az *ICSU*-ban tömörült tudományos uniók és ezek nemzeti bizottságai bejelentették, hogy 1982-ben és 1983-ban szimpózionokat, emlékülöseket terveznek a hármas évforduló alkalmából. Hasonló megemlékezéseket terveznek a Nemzetközi Geofizikai Év nyomán megalakult szervezőbizottságok *(COSPAR, SCOR, SCAR* etc.) is. Szóba került kiállítások rendezése, könyvek, emlékbélyegek kiadása, különleges postabélyegzők alkalmazása. Ausztriában megemlékeznek az osztrák–magyar sarki expedíciókról, *Karl Weyprecht* sarkkutatóról és az expedíciókat anyagilag támogató *Wilczek* osztrák főúrról.

Az ICSU 1982. szeptemberében Cambridgeben tartott kongresszusán *V. V. Beloussov* akadémikus, a szovjet Geofizikai Bizottság elnöke emlékezett meg összefoglaló előadásban a hármas évforduló kapcsán a XIX. és a XX. század nagy nemzetközi együttműködéseiről, amelyekben Oroszország, majd a Szovjetunió kiemelkedő eredményekkel vett részt. Ugyanakkor a *Scott* kapitányról elnevezett Cambridge-i *Poláris Kutatóintézetben* kiállítást rendeztek a 3 nagy geofizikai együttműködés emlékeiből.

Magyarországon az *MTA*, a *MTESZ*, az *ICSU* magyar nemzeti bizottsága és az együttműködésben annak idején résztvett akadémiai tudományos bizottságok *Tigyi József* akadémikusnak, az ICSU magyar nemzeti bizottsága elnökének irányításával készül a hármas évforduló megünneplésére. Terveikben szerepel 1983. februárjában egész napos ünnepi ülés keretében az együttműködés eredményeinek bemutatása, valamint széleskörű ismertetésük a sajtó, a rádió és a televízió útján.

Folyóiratunkban az ünnepi ülésszak befejezése után bővebben is beszámolunk a poláris évek és a Nemzetközi Geofizikai Év eredményeiről, közöttük természetesen a magyar meteorológusok részvételéről a közös munkában.

Béll B.

⁂

SVÉD—MAGYAR LEVEGŐKÉMIAI SZEMINÁRIUM

Az utóbbi 25 év alatt a meteorológia jelentősen fejlődött. A fejlődés egyik eredménye a levegőkémia kialakulása volt. Ez a tudományág a légkör összetételével, a légköri gázok és aeroszol részecskék forrásaival és nyelőivel, valamint átalakulásával foglalkozik. A vizsgálatok gyakorlati jelentőségét az emberi tevékenység és a kémiai folyamatok kölcsönhatása indokolja. A levegő elszennyezésével ugyanis nagy léptékben megváltoztatjuk a kémiai összetételt, befolyásolva ily módon az éghajlat alakulását, illetve a légkörből az ökoszisztémákba jutó elemek mennyiségét.

A levegőkémia művelésében a svéd kutatók mindig élenjártak. Az ötvenes években svéd meteorolgóusok, hidrológusok és talajkémikusok tervezték meg az első európai levegőkémiai hálózatot. Az elmúlt két évtizedben elsősorban a szén-, kén- és nitrogénvegyületek légköri körforgalmának tanulmányozása területén végeztek jelentős munkát. Svéd kollégáink hívták fel a figyelmet a légszennyeződés nagyléptékű terjedésére, valamint a levegő és a csapadék savasodására is.

Az ilyen irányú svéd és magyar vizsgálatok megvitatása, illetve összehangolása céljából a Magyar Meteorológiai Társaság az OMSZ Központi Légkörfizikai Intézetével együttműködve svéd–magyar levegőkémiai szemináriumot szervezett. A tudományos előadásokra 1982. október 12-én került sor a MTESZ Kossuth téri székházában. Az angol nyelvű szemináriumon két svéd, illetve négy magyar előadás hangzott el.

Az első előadást *H. Rodhe* tartotta „A kén téli és nyári mérlege Európa fölött; a tartózkodási idő évszakos változása" címmel (társszerző: *L. Granat*). *Rodhe* előadásában európai adatok alapján kimutatta, hogy a kénvegyületek nyá-

ron gyorsabban ülepednek, mint télen. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy télen – amikor az emisszió igen jelentős – a kénvegyületek hosszabb légköri tartózkodási idővel rendelkeznek, mint nyáron, így a forrásoktól jóval nagyobb távolságokra juthatnak el. A svéd kutató véleménye szerint a hosszabb tartózkodási idő a magyarázata az Arktisz fölött télen kialakuló jelentős légszennyezettségnek, amely elsősorban szulfát részecskékből áll. Magyar részről ehhez a beszámolóhoz *Várhelyi Gabriella* „A kén körforgalma a szárazföldek feletti levegőben" c. előadása kapcsolódott. Munkája legérdekesebb eredménye annak kimutatása, hogy Afrika, Ausztrália és Dél-Amerika fölött az ülepedés jelentősebb, mint az antropogén emisszió. A különbségből megítélhetjük a biológiai források, illetve az iparosítottabb szárazföldekről érkező kén-szállítás erősségét.

R. Söderlund kutatási eredményeiről „A légköri ammónia tanulmányozása csapadékkémiai adatok alapján" címmel számolt be. Az ammónia abszorpció fizikai-kémiai feltételeinek vizsgálata alapján azt a következtetélt vonta le, hogy a csapadékvíz ammónium-iontartalma elsősorban aeroszol részecskékből származik. Az ammónium részecskék tömegkoncentrációja a levegőben a tavaszi időszakban, míg az ammónia gázé a nyári hónapokban maximális. Ezután került sor *Horváth László* „A nitrogénvegyületek száraz légköri ülepedése" c. előadására. *Horváth* a gradiens módszerrel végzett mérésekkel kimutatta, hogy fűfelszín fölött az ammónia fluxus az esetek többségében a talaj felé irányul. Előjele és intenzitása a légköri koncentráció függvénye. Amennyiben ez a koncentráció nagyobb, mint a felszínre vonatkozó egyensúlyi érték, akkor ülepedés, ellenkező esetben amisszió figyelhető meg. Az említett eljárással végzett mérések nitrát részecskéknél, illetve salétromsav gőznél sajnos nem vezettek eredményre. A két szinten mért koncentrációk különbsége ugyanis kisebb volt mint a mérések pontossága. Ezen a területen további vizsgálatok szükségesek.

Mészáros Ágnes „A légköri ólom és kadmium koncentrációja és ülepedése Magyarország fölött" címmel az ilyen irányú első magyar vizsgálatok eredményeit foglalta össze (társszerző: *Horváth Zsuzsa*). Ezek szerint az ország háttér levegőjében az ólom átlagos koncentrációja 62 $ng.m^{-3}$ nagyságú. Kadmium esetén 1,2 $ng.m^{-3}$ a megfelelő érték. Ennek megfelelően a kadmium száraz ülepedése gyakorlatilag elhanyagolható. A száraz és nedves ülepedés összege Pb és Cd esetén rendre 2,3 mg m^{-2} $év^{-1}$, illetve 0,68 mg m^{-2} $év^{-1}$ értékű.

A tudományos ülésszakot *Haszpra László* „Csapadékkémiai hálózatok tervezése" c. előadása zárta. Szerző a csapadékkémiai hálózatok sűrűségének statisztikus megbecslésére kidolgozott módszerét nitrát- és ammóniumionokra alkalmazta. Kiszámította, hogy az éves nitrát ülepedés, illetve a havi koncentráció 10%-os, illetve 30%-os hibával való meghatározásához milyen állomássűrűség szükséges. Azt is megvizsgálta, hogy a kapott állomássűrűséggel az ammónium koncentrációja és ülepedése milyen hibával mérhető.

A szemináriumot követő napon a svéd vendégek meglátogatták a Központi Légkörfizikai Intézetet, valamint a K-pusztai háttérállomást. Itt-tartózkodásuk utolsó napja budapesti és szentendrei városnézéssel telt el. Ezen a napon *T. Palme*, a budapesti Svéd Nagykövetség első titkára a szeminárium résztvevőit ebéden látta vendégül.

Mészáros E.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

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 szemlecikkek lehetnek. A közlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes sortávolsággal gépelt kéziratok két példányban küldendők be a következő címre: **Időjárás Szerkesztősége Budapest, Pf. 38. 1525**

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

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

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

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím: 1906 Budapest, Pf.
Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató

82.0814 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Szlávik András vezérigazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329