IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
FOLYÓIRATA

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:
MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ:
SZEPESINÉ LŐRINCZ A. (Budapest)

91. ÉVFOLYAM—VOLUME 91
1987

BUDAPEST 1988

A TANULMÁNYOK SZERZŐI—AUTHOR INDEX

Ambrózy Pál *(Budapest)* 309
Antal Emánuel *(Budapest)* 68
Bartha Imre *(Siófok)* 330
Belikova, T. V. *(Moszkva)* 321
Boncz József *(Budapest)* 11, 366
Brázdil, R. *(Brno)* 1
Csapó Piroska *(Budapest)* 122
Cselőtei László *(Gödöllő)* 60
Dávid Aranka *(Budapest)* 43, 114, 361
Debreczeni Béla *(Keszthely)* 104
Dlikman, I. F. *(Moszkva)* 321
Dunkel Zoltán *(Budapest)* 197
Dúran, J. *(Bratislava)* 209
Erdős László *(Budapest)* 187
Ferenczy Antal *(Budapest)* 277
Fridman, Sh. D. *(Moszkva)* 321
Gajar, B. *(Bratislava)* 265
Geresdi István *(Pécs)* 224
Horváth László *(Budapest)* 217
Hunkár Márta *(Budapest)* 197
Justyák János *(Debrecen)* 131
Kapovits Albert *(Budapest)* 11
Károssy Csaba *(Szombathely)* 246
Kiss Árpád *(Szeged)* 23
Koppány György *(Szeged)* 23
Kovács György *(Budapest)* 148
Kozma Ferenc *(Budapest)* 122, 361
Lambert Károly *(Budapest)* 187
Lapin, M. *(Bratislava)* 265
Mersich Iván *(Budapest)* 347
Mezősi Miklós *(Budapest)* 284
Mészáros Ernő *(Budapest)* 58, 302
Mika János *(Budapest)* 34, 366
Möller, D. *(Berlin)* 217
Nazarov, I. M. *(Moszkva)* 321
Novikov, M. M. *(Moszkva)* 321
Nowinszky László *(Szombathely)* 246
Papp Éva *(Budapest)* 309
Pegoev, A. N. *(Moszkva)* 321
Petrasovits Imre *(Gödöllő)* 160
Pintér Ferenc *(Budapest)* 11
Posza István *(Szarvas)* 43, 167
Šamaj, M. *(Bratislava)* 209
Simon Antal *(Budapest)* 284
Škulec, Š. *(Bratislava)* 209
Štekl, J. *(Praha)* 1
Stoyan Gisbert *(Budapest)* 347
Szász Gábor *(Debrecen)* 88
Szalma Jánosné *(Budapest)* 238
Tänczer Tibor *(Budapest)* 11
Tóth Erzsébet *(Budapest)* 80, 238
Tőkei László *(Budapest)* 277
Varga-Haszonits Zoltán *(Budapest)* 176
Vasilenko, V. N. *(Moszkva)* 321
Zárbok Zsolt *(Budapest)* 197, 238
Zoltán Csaba *(Pécs)* 224

TARTALOMJEGYZÉK—TABLE OF CONTENTS

I. Tanulmányok—Papers

Ambrózy Pál—Papp É.: Adatok a Balaton szélklímájához (On the wind climate of Lake Balaton) 309

Antal Emánuel: Agrometeorológiai kutatások az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében (Agrometeorological researches in Hungarian Meteorological Serice) . 68

Bartha Imre: Objektív döntési eljárás a zivatarfelhőket kísérő maximális széllökések előrejelzésére (An objective decision procedure for prediction of maximum wind gusts associated with cumulonimbus clouds) 330

Belikova, T. V.—Vasilenko, V. N.—Dlikman, I. F.—Nazarov, I. M.—Novikov, M. M.—Pegoev, A. N.—Fridman, Sh. D.: A hótakaró szennyezettségének térbeli változékonysága a Szovjetunióban (Spatial variability of pollutants in the snow cover over the USSR territory) 321

Boncz József—Kapovits A.—Pintér F.—Tänczer T.: Módszer a szinoptikus-, radar- és műholdadatok komplex analízisére (A method for the complex analysis of synoptic, weather radar and satellite data) 11

Brázdil, R.—Štekl, J.: Cirkulációs folyamatok Közép-Európa keleti részének szélsőséges csapadékú hónapjaiban (Circulation processes in selected extreme precipitation months in the eastern part of Central Europe) 1

Csapó Piroska—Kozma F.: A szőlő hazai sík-, hegy- és dombvidéki termőhelyeinek agroklimatológiai értékelése (Agroclimatological evaluation of the Hungarian vineyards are situated on the plain, in hilly country and in mountainous region) 122

Cselőtei László: A meteorológia szerepe a mezőgazdaságban (The importance of meteorology in agriculture) 60

Dávid Aranka: A műtrágyázás hatékonyságának időjárási feltételei (Weather conditions of efficiency of fertilization) 114

Dávid Aranka—Kozma F.: A napsugárzás alakulása a Balaton környezetében 1951—1980 között (Temporal distribution of the solar radiation in Lake Balaton region for the period (1951—80)) ... 361

Dávid Aranka—Posza I.: A talajhőforgalom éghajlati értékei Magyarországon (Climatic values of soil heat balance in Hungary) 43

Debreczeni Béla: A tápanyag- és vízellátás kapcsolata (Relationship between nutrient and water supply) 104

Dunkel Zoltán—Hunkár M.—Zárbok Zs.: A kukorica fejlődésének leírása dinamikus-szimulációs növénynövekedési modell segítségével (Description of the development of maize using dynamic-simulation plant-growth model) 197

Erdős László—Lambert K.: Modellek a fűszerpaprika festéktartalmának és termésátlagának előrejelzésére (Models to forecast the colour stuff content and the yield of spice paprika) 187

Ferenczy Antal—Tőkei L.: Természetes időjárási szakaszok elkülönítése clusteranalízissel (The adaptation of the cluster-analysis for the separation of natural weather periods) 277

Gajar, B.—Lapin, M.: A szlovák meteorológiai állomáshálózat optimalizálása (Optimization of the meteorological station networks on the territory of Slovakia) .. 265

Geresdi István—Zoltán Cs.: Cumulus állapotú zivatarfelhő egydimenziós időfüggő modellje (An onedimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage) .. 224

Horváth László—Möller, D.: A „természetes" savas ülepedés, valamint az SO_2 és NO_2 kibocsátás csökkentésének lehetséges következményei Európában (On the "natural" acid deposition and the possible consequences of decreased SO_2 and NO_2 emission in Europe) 217

Justyák János: Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben (Energy balance measurements in a forest of oak) 131

Károssy Csaba—Nowinszky L.: Összefüggés a vetési bagolylepke fénycsapdával gyűjtött mennyisége és a különböző makroszinoptikus helyzetek között (Relationship between the amount of turnip darts caught by light-traps and the different macrosynoptic situations) 246

Koppány György—Kiss Á.: A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben az átmeneti évszakokban (The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczely's macrosynoptic types in spring and autumn) 23

Kovács György: A tényleges evapotranspiráció átlagos területi értékének becslése (The estimation of the areal average of the effective evapotranspiration) 148

Mersich Iván—Stoyan G.: Lokális skálájú szennyezőanyag-transzport modell I. rész: Áramlási modell inhomogén felszín felett (A local scale pollutant-transport

model. Part I: The air flow model over non-homogeneous surface) 347
Mezősi Miklós – Simon A.: Kísérlet automatizált meteorológiai mérőhálózat kifejlesztésére Magyarországon (Experiments for developing an automated meteorological measuring network in Hungary) 284
Mészáros Ernő: Megnyitó az 1986. november 26 – 27-i Meteorológiai Tudományos Napok előadás-sorozatán (Opening address for the sessions of the Meteorological Scientific Days, held in November 26 – 27,1986.) 58
Mészáros Ernő: A múlt klímaváltozásai a legújabb földtudományi kutatások tükrében (Past climatic changes as revealed by recent research in Earth sciences) ... 302
Mika János: A meteorológiai elemek évi menetének felhasználása a globális klímaváltozás regionális sajátosságainak becslésére (Application of the annual cycle of meteorological elements to estimate the regional properties of global climate change) 34
Mika János – Boncz J.: Az éghajlati zaj, mint az átkaroló középértékek minimális maradéka (Climatic noise: the minimum remainder of enveloping averages) 366
Petrasovits Imre: Vízgazdálkodás, meliorációs, agrometeorológia (Water economy, melioration, agricultural meteorology) .. 160
Posza István: Az öntözés agrometeorológiai alapjai (The meteorological bases of the irrigation) 167
Škulec, Š. – Dúran, J. – Šamaj, M.: Csehszlovák atomerőművek hűtőtornyaiból kibocsátott hő- és páraszennyezés lokális éghajlati hatásai (Local climatic effects of heat and water emissions from cooling towers of the Czechoslovak nuclear power plants) 209
Szász Gábor: A mezőgazdasági célú távérzékelés jelentősége az agrometeorológiában (The importance of agricultural sensing in development of agricultural meteorology) 88
Tóth Erzsébet: Az élelmiszer-termeléshez kapcsolódó agrometeorológiai kutatások évtizedünkben (The agrometeorological researches related to the food production in present decade) 80
Tóth Erzsébet – Szalma J.-né – Zárbok Zs.: A Balaton és környezete csapadékellátottsága és párolgása 1951 – 1980 között (Degree of precipitation supply and terms of evaporation of the Lake Balaton and its surroundings, between 1951 – 1980).. 238
Varga-Haszonits Zoltán: Az időjárás-növény modellek elvi-módszertani kérdései (Theoretical and methodological questions of the weather-plant models) 176

II. Irodalom—Literature

Brimblecombe, P.: Air Composition and Chemistry (A levegő összetétele és kémiája) *(Mészáros Ernő)* 50

Czelnai R.—Szepesiné Lőrincz A. (szerk.): Meteorológia. Műszaki Értelmező Szótár (Meteorology. Technical Interpretation Vocabulary) *(Szász Gábor)* 256

Essenwanger, O. M.: Elements of Statistical Analysis (A statisztikai analízis elemei) *(Koppány György)* 253

Lockwood, J. G.: World Climatic Systems (A Föld éghajlati rendszerei) *(Koppány György)* 381

Manabe, S. (Szerk.): Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling. Part B. Weather Dynamics (A légkör és óceán modellezésének kérdései. B. rész. Időjárás dinamika) *(Radnóti Gábor)* 317

Móri F. T.—Székely J. G. (szerk.): Többváltozós statisztikai analízis (Multi-variable Statistical Analysis) *(Ihász István)* 319

Murphy, A. H.—Katz, W. R. (szerk.): Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences (Valószínűség, statisztikák és döntéshozatal a légkör tudományban) *(Bartholy Judit)* 380

Panchev, S.: Dynamic Meteorology (Dinamikus meteorológia) *(Gyuró György)* ... 379

Pichler, H.: Dynamik der Atmosphäre (A légkör dinamikája) *(Gyuró György)* 320

Schönweise, Ch. D.: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler (Gyakorlati statisztika meteorológusok és földtudományi szakemberek számára) *(Rákóczi Ferenc)* 255

Tusnády G.—Ziermann M.: Idősorok analízise (Analysis of Time Series) *(Matyasovszky István)* 257

Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level Effect of a CO_2-induced Climatic Change (Gleccserek, jégtakarók és tengerszint: a CO_2 által indukált éghajlatváltozás hatása) *(Koppány György)* 50

WMO Global Ozone Research and Monitoring Project: Atmospheric Ozone 1985 (Légköri ózon 1985) *(Kovácsné Pataki Márta)* 254

III. Krónika—Chronicle

Ambrózy Pál: A WMO Európai Területi Bizottságának (RA—VI) kilencedik ülésszaka 54

Ambrózy Pál: Faragó Tibor kandidátusi értekezése 262

Ambrózy Pál: Tudományos diákköri konferencia Egerben 264

Ambrózy Pál: Planetáris határréteg-szeminárium 383

Ambrózy Pál: Tanácskozás a szélenergia hasznosításáról 383

Bartholy Judit: Amerikai meteorológusok látogatása Magyarországon 382

Béll Béla—Mészáros Ernő: Czelnai Rudolf a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja 260

Dévényi Dezső: Az időjárás középtávú előrejelzésének európai központja Readingben 261

Götz Gusztáv: A WMO Légköri Tudományok Bizottságának IX. ülése 56

Götz Gusztáv: Nemzetközi geoszféra-bioszféra program 383

Ihász István: Statisztikai kiskonferencia Síkfőkúton 384

Kaba Magdolna—Maller Aranka—Tóth Zoltán: WMO-konferencia a hosszú távú előrejelzésekről 263

Kozma Ferenc: Meteorológiai Tudományos Napok '86 52

Maller Aranka: A 27. Meteorológiai Világnap 263

Mészáros Ernő: A szén-dioxid és más nyomgázok hatása az éghajlatra és az ezzel összefüggő következmények 258

Tänczer Tibor: Egyetemi tanári kinevezés Szegeden 384

TÁRGYMUTATÓ

A tárgymutatóban * = könyvismertetés

Agroklimatológia 122
Agrometeorológia 60, 68, 160, 167
— és élelmiszer-termelés 80, 104
Agrometeorológiai kutatások 80, 88, 114
— modellek 176
Agroökológiai potenciál 160
Amerikai meteorológusok Magyarországon 382
Állomáshálózat optimalizálása 265
Analízis-technika komplexitása 11
Áramlás inhomogén felszín felett 347
Atomerőművek kibocsátotta szennyezés 209
Automatizált mérőhálózat 284

Balaton párolgása 238
— szélklímája 309
Balatoni napsugárzás 361
— viharjelzés 330
Burgonya vízigénye 167

Cirkulációs mezők típusai 1
Clusteranalízis 277
Czelnai Rudolf az MTA rendes tagja 260

Csapadék (radar) mezők paraméterei 11
Csapadékellátottság a Balaton térségében 238
— és műtrágyázás 104, 114
Csapadékmennyiség szélsőségei 1
Csehszlovák atomerőművek 209

Diákköri tud. konferencia Egerben 264
Dinamikus meteorológia 379*
Dinamikus-szimulációs növénynövekedési modell 197
Domborzat áramlást módosító hatása 347

Erdő mikroklímája 131
Evapotranspiráció 114, 131, 148

Éghajlat állandósága 366
— statisztikai analízise 253*
— várható változása 258
— módosulása antropogén hatásra 34
Éghajlati potenciál 176
— rendszerek a Földön 381*
Éghajlatváltozások a Föld múltjában 302

Faragó Tibor kandidátusi vitája 262
Felhő (műhold) mezők paraméterei 11
Fenológia és fenometria 114
Föld éghajlatának változásai 34
Föld éghajlati rendszerei 381*
Fűszerpaprika termésének előrejelzése 187

Hótakaró szennyezettsége a SZU-ban 321
Hőmérséklet változékonysága Szegeden 23

Időjárás szakaszossága 366
Időjárás-növény kapcsolat modelljei 176
Időjárási helyzet és a rovarok rajzása éjjel 246
Időjárási radaradatok analízise 11
Idősorok analízise 257*

Klímaváltozás előrejelzése 34
Koppány György egyetemi tanár 384
Környezetszennyezés 209, 217, 258
Kukorica fejlődésének modellje 197
— vízigénye 167

Légkör dinamikája 317*, 320*
Légszennyezés hatása az éghajlatra 258
Levegőkémia 50*, 258
Lucerna vízigénye 167

Magyar Meteorológiai Társaság
— amerikai vendégei 382
— szélenergia munkabizottsága 383
Magyarország Hő- és Vízháztartási Atlasza 43
— légterének cirkulációs folyamatai 1
— makroszinoptikus típushelyzetei 23, 246
Megfigyelések automatizálása 284
Meteorológiai Értelmező Szótár 256*
— Tudományos Napok '86 52, 58
— Világnap '1987 263
Meteorológiai Világszervezet
— Éghajlati Világprogramja (WCRF) 383
— Európai Területi Bizottsága 54
— Légköri Tudományok Bizottsága 56
— Távprognózis konferenciája Szófiában 263
Modell az atomerőművek légszennyezésére 209
— a fűszerpaprika termésének előrejelzésére 187
— a kukorica fejlődésének leírására 197
— a légkör és óceán együttesére 317*
— zivatarfelhő leírására 224
Mezőgazdasági termelés és a meteorológia 60, 68, 104, 114, 160, 176
Műholdadatok komplex analízise 11

Napsugárzás a Balaton térségében 361
Növényvédelmi prognózis 246
Növényzet vízfelhasználása 60, 68, 104
Numerikus előrejelzés 317*

Országos fénycsapda-hálózat 246
Ózon a légkörben 254*

Öntözéses termelés 60, 68, 104, 167

Párolgás a Balaton térségében 238
Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek 24, 246

Planetáris határréteg 383
Potenciális párolgás becslése 148

Radar- és műhold-mérések 11
Reflektált sugárzás 80
Rovarmennyiség függése az időjárástól 246

Savas ülepedés Európában 217
Síkfűkúti konferencia 384
Statisztikai módszerek a meteorológiában 255*
Sugárzásforgalom erdőben 131

Szeged hőmérsékleti változékonysága 23
Szélirány változékonysága 23
Szélirányeloszlás a Balatonon 309
Széllökés maximumának előrejelzése 330
Szélsebesség a Balaton térségében 309
Szennyezőanyagok a hótakaróban 321
— transzportja 347

Szlovákia állomáshálózata 265
— csapadékviszonyai 1
Szőlő termőhelyeinek éghajlata 122

Talajhőforgalom Magyarországon 43
Távérzékelési módszerek 88
Tenyészidőszak csapadéka 114
Tényleges evapotranspiráció 148
Termésátlag előrejelzésének modellje 187
Termésbecslés 176
Természetes időjárási szakaszok 366
Természetes savas ülepedés 217
Többváltozós statisztikai analízis 319*
Tölgyerdő energiaháztartása 131

Valószínűségszámítás a meteorológiában 380*

Zivatarfelhő modellje 224
Zivatarfelhőket kísérő széllökések 330

SUBJECT INDEX

The sign * denotes literature reviews

Acid deposition in Europe 217
Agricultural climatology 122
Agricultural meteorology 60, 68, 160, 167
— and food production 80, 104
— models in 17
— research in 80, 88, 114
Agricultural production
— and meteorology 60, 68, 104, 114, 160, 176
— estimation of 176
— model for forecasting of 187
Agroecological potential 160
Air chemistry 50*, 258
Air flow over inhomogeneous terrain 347
Air pollutants
— in snow cover 321
— transport of 347
Air pollution
— effects of, on climate 258
Alfalfa
— water demand of 167
American meteorologists in Hungary 382
Analysis technique of
— complexity 11
Automation of observations 284

Balaton
— evaporation of 238
— precipitation around 238
— solar radiation around 361
— storm warning for 330
— wind climate of 309

Circulation
— type of 1
Climate
— anthropogenic effects on 34
— future variations of 258
— past variations of 302
— potential 176
— stability 366
— statistical analysis of 353*
— systems on the Earth 381*
— variations of 34
Clouds
— satellite parameters of 20
Cluster analysis 277
Czelnai, R.
— ordinary member of the Hungarian Academy of Sciences 260

Dynamic meteorology 379*
Dynamics of the atmosphere 317*, 320*

Environmental pollution 209, 217, 258
Evaporation of Lake Balaton 238
Evapotranspiration 114, 131, 148

Faragó, T.
— candidature degree of 262
Forests
— microclimate of 131
— radiation budget in 131

Grape
— optimum climate for the production of 122

Hungary
– atlas for heat and energy budget of 43
– circulation processes over 1
– beat budget in soils in 43
– marcrosynoptical types in 23, 246

Insect
– light-trap network of 246
– swarming and weather 246
Irrigation and plant production 60, 68, 104, 167

Koppány, Gy
– professorship of 384

Macrosynoptic situations 23
Maize
– model for development of 197
– water demand of 167
Meteorological Scientific Days 1987 52, 58
Meteorological Society
– working group on wind energy 383
Meteorology
– Concise dictionary of 256*
Model
– for atmosphere-ocean system 197
– for forecasting of red pepper production 187
– for maize development 197
– for thunderclouds 224
– of air pollution of nuclear power plants 209
Multivariable statistical analysis 319*

Natural acid deposition 217
Natural weather period 377
Networks
– automation of 284
– optimization of 265
Nuclear power plants
– in Czechoslovakia 209
– pollutant emission of 209
Numerical weather forecasting 317*

Oak forest
– energy budget in 131
Orography
– air flow modification by 347
Ozone in the atmosphere 254*

Phenology and phenometry 114
Planetary boundary layer 383
Plant growth
– dynamic simulation model of 197
Plant production and irrigation 60, 68, 104, 167
Plant protection 246
Potato
– water demand of 167
Potential eveporation
– estimation of 383
Precipitation
– and fertilizers 104, 114
– extreme values of 1
– in vegetation period 114
– radar parameters of 11

Radar and satellite observations 11
Red pepper
– forecasting of the production of 187
Reflected solar radiation 80
Remote sensing instruments 88

Satellite data
– complex analysis of 111
Slovakia
– observation network in 265
– precipitation in 1
Snow cover
– pollution of, in USSR 321
Solar radiation in the region of Lake Balaton 361
Statistical methods
– application of, in meteorology 384, 255*
Student clubs
– scientific conference of, in Eger 264
Szeged
– temperature variations in 23

Theory of probability and meteorology 380*
Thunderclouds
– numerical models of 224
Thunderstorms
– wind gusts associated with 330
Time series
– analysis of 257*

Water utilization by plants 60, 68, 104
Weather
– periodicity of 377
– relation of, with insect swarming 240
– relation of, with plant growth 176
Wind direction
– distribution of, around Lake Balaton 309
– variability of 23
Wind gusts
– forecasting of maximum 330
Wind velocity
– in the region of Lake Balaton 309
World Meteorological Day 1987 263
World Meteorological Organization
– Regional Association of Europe of 54
– Commission for Atmospheric Science 56
– Conference of, on long-range forecasting 263
– World Climate Research Programme of 383

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

91. ÉVF. ★ 1. SZÁM ★ 1987. JANUÁR—FEBRUÁR

TARTALOM

Brázdil, R. — Štekl, J.: Cirkulációs folyamatok Közép-Európa keleti részének szélsőséges csapadékú hónapjaiban (angol nyelven) .. 1

Boncz József — Kapovits Albert — Pintér Ferenc — Tänczer Tibor: Módszer a szinoptikus-, radar- és műholdadatok komplex analízisére 11

Koppány György — Kiss Árpád: A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden, a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben az átmeneti évszakokban 23

Mika János: A meteorológiai elemek évi menetének felhasználása a globális klímaváltozás regionális sajátosságainak becslésére. 34

Dávid Aranka — Posza István: A talajhőforgalom éghajlati értékei Magyarországon .. 43

Irodalom 50

Krónika 52

CONTENTS

Brázdil, R. — Štekl, J.: Circulation processes in selected extreme precipitation months in the eastern part of Central Europe (in English) 1

Boncz, J. — Kapovits, A. — Pintér, F. — Tänczer, T.: A method for the complex analysis of synoptic, weather radar and satellite data 11

Koppány, Gy. — Kiss, Á.: The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczely's macrosynoptic types in spring and autumn 23

Mika, J.: Application of the annual cycle of meteorological elements to estimate the regional properties of global climate change 34

Dávid, A. — Posza, I.: Climatic values of soil heat balance in Hungary 43

Literature 50

Chronicle 52

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 91. ★ NO 1. ★ JANUARY—FEBRUARY 1987 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Elnök – Chairman of the Editorial Board:
MÉSZÁROS ERNŐ (Budapest)

Szerkesztő – Editor:
SZEPESINÉ LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.
Előfizetés: 1 évre 300 Ft. Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán Budapest, 1042 Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.
Egyes szám ára 50 Ft

Editorial Office: H-1525 Budapest P. O. B. 38 — 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. 91. évf. 1. szám, 1987. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 1. Jan. – Feb. 1987. Budapest

Circulation processes in selected extreme precipitation months in the eastern part of Central Europe

BRÁZDIL, R., *Departement of Geography, J. E. Purkyné University CS—611 37 Brno, Czechoslovakia,*
ŠTEKL, J., *Institute for Atmospheric Physics of the CAS, CS—141 31 Praha, Czechoslovakia*

Cirkulációs folyamatok Közép-Európa keleti részének szélsőséges csapadékú hónapjaiban. A szerzők a területi átlagokat figyelembe véve vizsgálják Szlovákia és Magyarország légterének cirkulációs folyamatait az átlagosnál jóval nagyobb ($\geqq 150\%$), ill. kevesebb ($\leqq 50\%$) havi csapadékmennyiség esetén. Tekintettel arra, hogy az 500 hPa átlagos geopotenciálmezőben a szélsőséges csapadékmennyiség esetén hasonlók az eltérések, a szerzők Szlovákia területére az 1949 – 1980-as időszakra típusokat állapítottak meg, egyidejűleg figyelemmel kísérve a csapadékosság mértékét Magyarország területén is. Minden típus esetében az 500 hPa geopotenciál mezők eltérése mellett megadják a földfelszíni légnyomási mezők eltérését is. Bemutatják a cirkulációs mezők fő típusait, mint amelyek a tanulmányozott térségekben hatással vannak a szélsőséges csapadékmennyiségek bekövetkezésére. Az analízis szerint a jelentős csapadékmennyiség előfordulása a makro β, a mezo α (β *Orlanski* felfogásában) folyamatok szuperpozíciójának a következménye, míg a szélsőségesen kevés csapadékösszeg esetében többnyire a makro β folyamatok játszanak közre.

✳

Circulation processes in selected extreme precipitation months in the eastern part of Central Europe. On the basis of series of areal monthly precipitation sums for the territories of Slovakia and Hungary circulation processes causing extremely high ($\geqq 150\%$ of the normal) and low ($\leqq 50\%$ of the normal) monthly precipitation sums are investigated. With respect to the similarity of the deviation field of geopotential heights of the level of 500 hPa from the long-term mean value the individual cases of extreme precipitation for Slovakia in the period of 1949 – 1980 were divided into several types, for which the extremity of precipitation over the territory of Hungary was parallelly judged. Each type, besides the deviation field of geopotential heights of the level of 500 hPa, is also described by the field of deviations of the air pressure at sea level. Main types of circulation processes are listed that cause extreme monthly precipitation sums in the area studied. The analysis has shown that extremely high precipitation is a sign of the superposition of processes of several scales – macro β, meso α, β in *Orlanski*'s conception, whereas in the case of extremely low precipitation processes are mostly taking place on the macro β scale.

✳

Introduction. Extreme precipitation phenomena are often very conspicuously reflected in different spheres of human activity and in many cases they are causes of considerable economic damage. The study of the causes and their origin is thus of considerable practical importance with respect to its prognostics with possible taking of protective measures. This holds about wet months on the one hand and about dry months on the other hand; the two extremes have perceivable consequences particularly for agricultural production.

Since one month as a mosaic of different days can include different circulation processes, i. e. also quite different conditions for the origin of precipitation, the evaluation of circulation processes leading to the precipita-

tion extremity of the month is relatively complicated. From synoptic experience and numerous climatological papers it follows that circulation processes causing anomalous monthly precipitation sums keep their similarity in the course of the month or similar natural synoptical periods are repeated in the months several times (see *Atlas* . . . 1968). This is the starting point of the present contribution whose objective is to clarify the causes of the occurrence of selected extreme precipitation months in the eastern part of central Europe based on typifying the circulation processes expressed at the level of 500 hPa.

1. *Material used and the methods of work*

As the starting precipitation material the series of so-called areal monthly precipitation means for the territories of Slovakia and Hungary were used. Their advantage is the fact that they concentrate the information abstracted from the local peculiarities of the precipitation fields. On the other hand, the areal mean can, of course, particularly in the case of major territorial units, smooth conspicuous regional differences which might be due to the circulations on subsynoptical scales. The series of areal precipitation sums for Slovakia (period 1881 – 1980) was calculated by *Šamaj* and *Valovič* (1982) by the method of the double weighted mean according to the data of 214 rain-gauge stations (in the period of 1881 – 1900 their number grew from 30 to 100). For Hungary the series of areal means was calculated by the method of the simple arithmetic averaging from the data of 10 stations by *Péczely* (1974) for the period of 1871 – 1975. The authors of the present paper completed the Hungarian series by the years 1976 – 1982 *(Tab. I)*. The two precipitation series can be considered homogeneous and suitable for the study of relations between circulation processes and precipitation. The statistically significant correlation coefficient between the two series is 0.80 (period 1891 – 1970).

As for defining extreme precipitation months, a month with extremely high precipitation sum is the one for which the following relation holds: $\sum RR \geqq 1.5 \sum \overline{RR}$, where $\sum RR$ is the areal monthly precipitation sum and $\sum \overline{RR}$ is the corresponding long-term mean of 1881 – 1980. For the months with extremely low precipitation it is $\sum RR \leqq 0.5 \sum \overline{RR}$. According to these criteria, in the period of 1881 – 1980, 154 months with extremely high sums and 148 months with extremely low precipitation sums were found

TABLE I – I. TÁBLÁZAT

Areal monthly and annual precipitation means for Hungary in the period of 1975 – 1982 (continuation of the series published up to October 1975 by Péczely, *1974).* – Területi havi és évi csapadékátlagok Magyarországon az 1975 – 1982 közötti időszakban (A *Péczely* által publikált 1975 októberéig szóló sorozatnak a folytatása)

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Year
1975	12	6	40	36	83	106	93	89	37	48	19	28	597
1976	41	6	31	49	47	37	54	30	77	56	41	83	552
1977	51	63	45	44	37	50	58	60	34	13	64	30	549
1978	16	31	29	47	111	79	77	42	32	15	18	48	545
1979	69	44	40	50	22	92	63	59	23	24	66	47	599
1980	27	20	33	59	63	92	73	51	34	61	114	25	652
1981	20	16	35	17	36	97	56	46	72	36	26	93	550
1982	36	9	33	27	37	72	93	51	25	55	28	58	524

for Slovakia. For Hungary the corresponding numbers of months are substantially higher (193 and 190, respectively). Their distribution in the course of the years is given in *Fig. 1.* Two conspicuous peaks can be seen in it for the two territories. In the case of the months with extremely high precipitation the maximum for Slovakia occurs in October (27), in Hungary October with 25 cases ranks second after February with 27 (in Slovakia the above extreme occurs in February in only 16 cases). The lowest values fall generally to the months April – August (Slovakia has the minimum in April and in June, Hungary in August). In the case of extremely dry months their maximum occurrence is registered in February and in November (18 cases each); in Hungary it falls mostly to October (23), a secondary peak occurring in March (20). The lowest frequencies fall concordantly to June.

Distribution analogical to that of the frequency of occurrence of extreme precipitation months is that of the variation coefficients, showing the greatest precipitation variability of autumn months (mainly October), but also of February and March. This can be related to a more conspicuous interannual inconstancy of the circulation conditions of those months, in which the evidently more frequent formation of central cyclones or blocking anticyclones affects the precipitation character of the larger part of the respective month.

For the procession proper extreme precipitation months were only used for the period of 1949 – 1980 *(Tab. II)*, for which the authors had at their disposal the heights of the 500 hPa level for 127 grid points with a distance

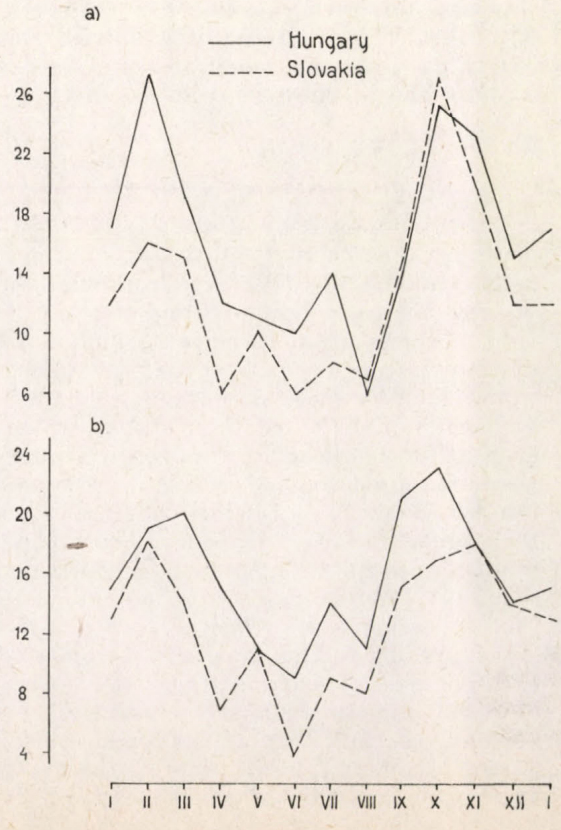


Fig. 1. Frequencies of the occurrence of (a) extremely dry (sum ≦ 50% of the normal) and (b) wet (sum ≧ 150% of the normal) months in Slovakia and in Hungary according to the individual months in the period of 1881 – 1980

1. ábra: *A szélsőségesen száraz (a) [az összeg ≦ mint az átlag 50%-a] és a nedves (b) [az összeg ≧ mint az átlag 150%-a] hónapok előfordulásának gyakorisága Szlovákiában és Magyarországon, az 1881 – 1980 közötti időszak egyes hónapjaiban*

TABLE II – II. TÁBLÁZAT

Frequencies of occurrence of months with extremely high precipitation sums (a) and extremely low precipitation sums (b) in the period of 1949–1980 for Slovakia and Hungary. – Szélsőségesen magas (a) és szélsőségesen alacsony (b) csapadékhozamú hónapok előfordulásának gyakorisága 1949 és 1980 között, Szlovákiában és Magyarországon

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Σ
						Slovakia							
a	4	9	3	2	1	2	4	2	2	3	5	5	42
b	2	6	6	1	4	3	2	4	5	14	5	3	55
						Hungary							
a	3	8	3	1	1	6	6	4	4	5	8	6	55
b	4	7	7	5	4	4	2	3	5	13	5	3	62

of 10 degrees of geographical longitude and 5 degrees of geographical latitude within the Atlantic-European region between 60 °W and 60 °E longitude, and 30° and 70 °N latitude. The possibility of expressing the occurrence of precipitation by the circulation pattern at the 500 hPa level follows from the fact that permanent precipitation is generally connected with large-scale organized upward motions in the regions of high cyclones or troughs or in frontogenetic regions of upper frontal zone. These rising motions are mostly connected with fronts. Thus, they are tropospheric processes connected with a peculiar circulation pattern at the 500 hPa level. Also areally important showers are usually connected with circulation processes at the level of 500 hPa. The typifying was carried out at the 500 hPa level. For the individual types the circulation processes have at the same time been described also by the pressure field at sea level.

2. *The relation of circulation processes to the occurrence of months with extremely high precipitation sums*

In the paper by *Brázdil* and *Štekl* (1987) a typifying of circulation processes was carried out based on the field of monthly deviations of the heights of the 500 hPa level from the long-term mean in the above network of grid points on the territory of the C.S.S.R. in the period of 1949–1980. In the same group there were included months fulfilling the condition of extremities (see Part 1), on the basis of the similarity of the field of deviations from which the mean deviations were then calculated for the whole group and by means of the t-test their statistical significance was tested (i. e., whether they differ significantly from zero). Thus, for the territory of Slovakia 8 types were delimited (out of which in 2 types extremely high precipitation also fell for Bohemia), of which one-half also characterized cases of extremely high precipitation in Hungary. From the total of 42 cases of extremely high monthly precipitation sums in Slovakia and 55 cases in Hungary in the period of 1949–1980 22 cases were common, 16 of which were included into the four following types *(Tab. III, Fig. 2)*:

Type A: In this type the precipitation occurs in the central part or at the rear side of cyclones (near the ground) in a considerable vertical shear of wind direction (mostly over 90°, often about 180°). In the eastern part of central Europe the precipitation is higher than in the western part (Bohemia). This is due to the fact that most waves of a cold front at the forward side of the troughs in the upper southern to southwestern

TABLE III – III. TÁBLÁZAT

*Classification of months with extremely high and low precipitation sums in Slovakia and in Hungary according to the areal distribution of deviations of geopotential heights of the level of 500 hPa (*means that the condition in Part 1 has not been fulfilled)* – Szélsőségesen magas ill. alacsony csapadékhozamú hónapok osztályozása Szlovákiában és Magyarországon, az 500 hPa geopotenciál szintek eltéréseinek területi eloszlása szerint (* azt jelenti, hogy az 1. részben közölt feltétel nem teljesült)

Month	Year	Slovakia	Hungary	Month	Year	Slovakia	Hungary
Extremely high precipitation sums							
	Type A				Type C		
Sep	1952	191.8	158.3	Jan	1979	184.1	202.9
Oct	1964	236.5	196.3	Feb	1955	160.0	190.6
Oct	1974	314.3	264.8	Feb	1957	167.5	203.1
Nov	1952	155.9	190.6	Feb	1966	185.0	106.3*
Mean		224.6	202.5	Feb	1969	180.0	265.6
	Type B			Feb	1977	235.0	196.9
Jan	1977	165.9	150.0	Mar	1977	155.6	118.4*
Sep	1976	193.4	160.4	Mean		181.0	183.4
Nov	1961	172.9	134.0*		Type D		
Nov	1962	250.8	230.2	May	1972	193.5	144.6*
Dec	1950	156.6	179.6	Jul	1960	208.7	151.5
Mean		187.9	170.8	Nov	1949	189.8	222.6
				Dec	1959	177.4	179.6
				Mean		192.4	174.6
Extremely low precipitation sums							
	Type a				Type d		
Jan	1964	13.6	5.9	Feb	1954	25.0	46.9
Feb	1959	17.5	9.4	Oct	1959	31.8	9.3
Feb	1975	20.0	18.8	Oct	1979	38.1	44.4
Mar	1950	17.8	18.4	Mean		31.6	33.5
Mar	1953	37.8	23.7		Type e		
Mar	1973	28.9	26.3	Feb	1972	45.0	100.0*
Oct	1962	28.6	27.8	Feb	1976	15.0	18.8
Oct	1969	41.3	29.6	Feb	1982	–	28.1
Oct	1971	23.8	24.1	Mar	1959	48.9	52.6*
Nov	1953	37.3	30.2	Mar	1974	11.1	39.5
Nov	1978	44.1	34.0	Oct	1949	27.0	35.2
Mean		28.2	22.6	Oct	1951	3.2	13.0
	Type b			Oct	1953	41.3	53.7*
Jun	1950	44.1	37.8	Nov	1959	40.7	58.5*
Jun	1976	34.4	50.0	Dec	1953	22.6	20.5
Aug	1973	39.7	54.1*	Dec	1972	9.4	6.8
Mean		39.4	47.3	Mean		26.4	38.8
	Type c				Type f		
Apr	1974	59.3*	49.0	Apr	1952	38.9	33.3
Sep	1956	39.3	10.4	Jul	1967	50.0	59.1*
Sep	1959	9.8	51.5*	Sep	1961	23.0	12.5
Oct	1965	14.3	1.9	Mean		37.3	35.0
Nov	1957	39.0	47.2		Type g		
Dec	1963	28.3	113.6*	Mar	1972	48.9	44.7
Mean		31.7	45.6	Oct	1977	30.2	24.1
				Mean		39.6	34.4

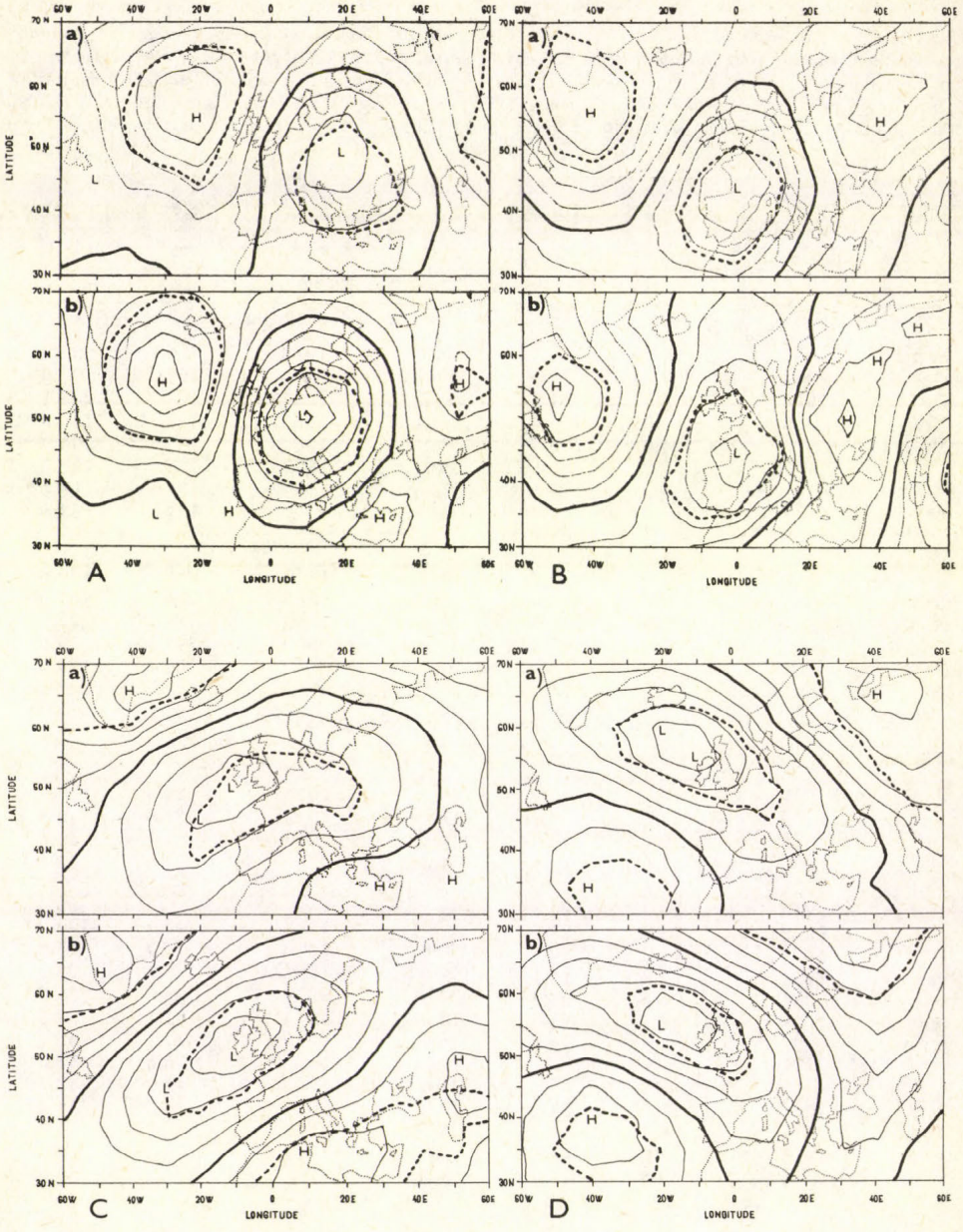


Fig. 2. The fields of deviations of (a) pressure at sea level (2 hPa each) and of (b) geopotential height level of 500 hPa (2 dm each) from long-term monthly means at extremely high monthly precipitation sums. Thick line — isoline of zero deviations, *H* positive and *L* negative deviations. Dashed lines denote areas in which deviations from zero are statistically significant ($\alpha = 0.05$)

2. ábra. *A tengerszintre redukált légnyomás (a) és az 500 hPa-os geopotenciál szint (b) eltéréseinek, mezői [2 hPa ill. 2 dm egységekben] a sokévi havi közepektől, szélsőségesen magas havi csapadékok esetén. Vastag vonal jelzi a 0 eltérést,* H *a pozitívot,* L *a negatívot. Szaggatott vonal mutatja azokat a területeket, ahol az eltérések statisztikailag szignifikánsan különböznek a nullától* ($\alpha = 0{,}05$)

current proceed over Hungary and Slovakia. The type includes only autumn months.

Type B: The type is characterized by the tropospheric pressure low above the Iberian Peninsula and France and a pressure high above the European part of the U.S.S.R. Between these formations there is an upper frontal zone with its axis in the meridional direction roughly along the 20th meridian. In the eastern part of central Europe it is the southern cyclonic current. The type includes winter and autumn months. The condition for the extremity of precipitation is not fulfilled for the month of November 1961 for Hungary (134% of the long-term mean value).

Type C: The axis of the upper frontal zone in the direction from southwest to northeast lies over central Europe. Statistically significant deviations are in the regions of the controlling pressure low above the British Isles. Extreme precipitation of this type occurred mostly in winter. For Hungary the condition of extremity is not fulfilled in two cases (February 1966 with 106% and March 1977 with 118% of the normal).

Type D: Precipitation arises at the front side of an elongated trough whose axis lies from the British Isles in the direction of Italy (mostly on occlusional or wavy cold fronts). Statistically significant deviations are in the region of the controlling pressure low, near the ground reaching from there as far as central Europe. The type can occur in different months (May, July, November, December).

Further types delimited for Slovakia can also include three extreme precipitation months in Hungary (February 1970, February 1952, March 1951), but they are always isolated cases within the delimited type.

3. *Relation of circulation processes to the occurrence of months with extremely low precipitation sums*

From 55 cases of extremely dry months in Slovakia and 62 in Hungary in the period of 1949–1980 their concordant occurrence was found in 38 cases. Out of them 30 were ranked into 7 types determined for Slovakia. A conspicuous disagrement occurs only for February 1972 and December 1963, when areal precipitation sums in Hungary reached only 100 and 114%, respectively, of the long-term normal, whereas in Slovakia the precipitation was lower than 50% of the normal. In the other cases not fulfilling the condition of extreme precipitation over the territory of Hungary did not exceed 60% of the normal. Common months with extremely low precipitation sums were included into the following types *(Tab. III, Fig. 3):*

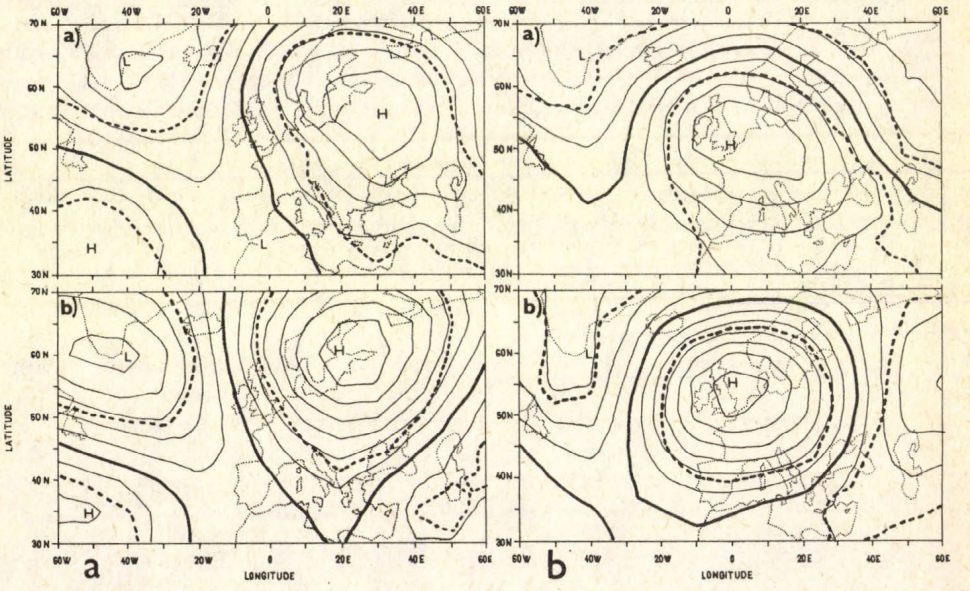
Type a: The type is constituted by the dominating pressure high above the British Isles and above the North Sea, from which a belt of high pressure stretches over central Europe. The eastern part of central Europe is on the front side of a blocking anticyclone, relatively far from its centre. The type includes most cases (11) and is constituted by the months of the winter and those of the transitory seasons of the year.

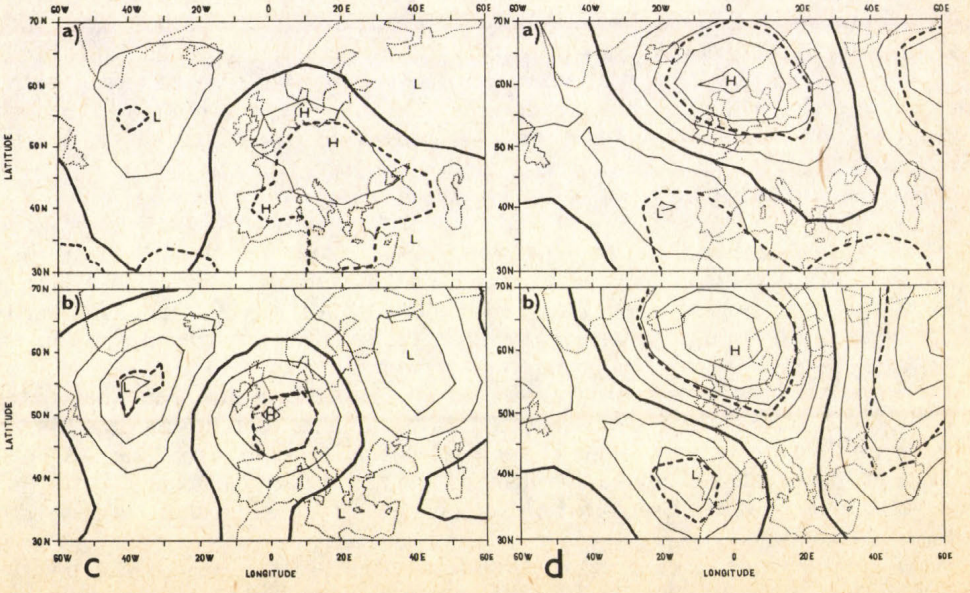
Type b: This type, with respect to the preceding one, has the centres of the controlling anticyclones shifted towards the east and a less conspicuous field of deviations, even though statistically significant ones. A small gradient of deviation fields is conditioned by the validity of the type for only the summer season. Precipitation is on the average higher in Hungary than in Slovakia.

Type c: The blocking anticyclone has a statistically significant position

with its centre being between southern Scandinavia and Iceland. From it a belt of high pressure extends to the Balkan Peninsula. With the exception of summer the type includes the months of all seasons of the year.

Type d: Centres of anticyclones lie above northern Scandinavia and Finland, the anticyclonic character of the current above central Europe is not unambiguously expressed. A substantial effect in these situations is that of low humidity content of the air advected from the northeast sector. The type is constituted by one winter and two autumn months.





Type e: Positive anomalies and thus also the positions of centres of controlling pressure highs are statistically significant above the Baltic S.S.R. and the Belorussian S.S.R. Extremely low precipitation characterizes the whole territory of the C.S.S.R. and that of Hungary where the precipitation is on the average higher than in Slovakia. The type includes summer, autumn and winter months.

Type f: The type has statistically significant positive deviations above the central part of Europe. It is constituted by the months of April, July and

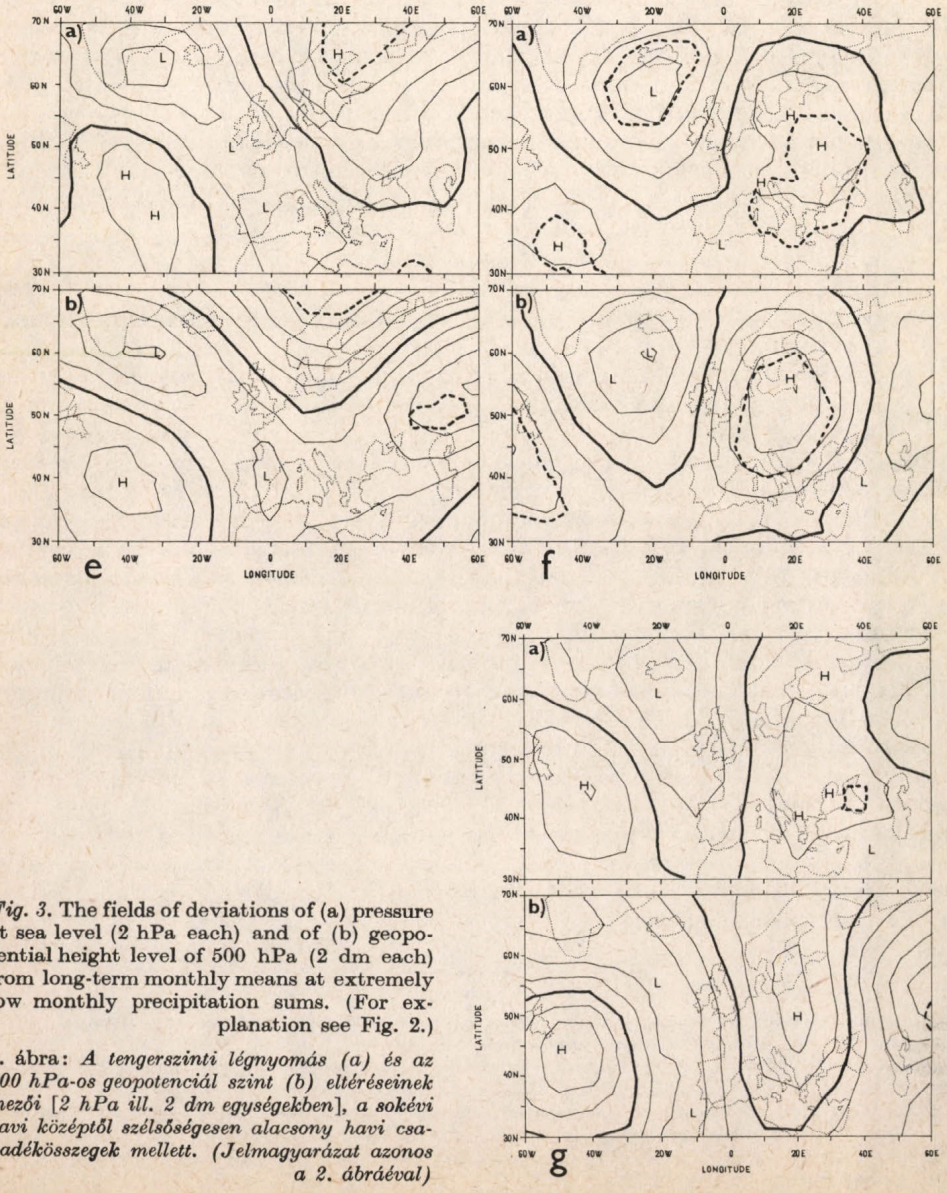


Fig. 3. The fields of deviations of (a) pressure at sea level (2 hPa each) and of (b) geopotential height level of 500 hPa (2 dm each) from long-term monthly means at extremely low monthly precipitation sums. (For explanation see Fig. 2.)

3. ábra: *A tengerszinti légnyomás (a) és az 500 hPa-os geopotenciál szint (b) eltéréseinek mezői [2 hPa ill. 2 dm egységekben], a sokévi havi középtől szélsőségesen alacsony havi csapadékösszegek mellett. (Jelmagyarázat azonos a 2. ábráéval)*

September. The precipitation in Slovakia and Hungary is on the average balanced.

Type g: Similar to the preceding one, but deviations are not statistically significant. It is constituted by the months of March and October.

4. *Conclusion,* The analysis of the typifying has proved the connection of monthly precipitation anomalies with typical anomalies at 500 hPa. Extremely high monthly precipitation sums in the region studied are connected either with closed (in many cases isolated) cyclones or elongated troughs whose centres are not extended further than 1000 km from the imaginary point of gravity of the territory above which the precipitation is followed. In the months of the cold half-year significant precipitation is connected with upper frontal zones of the southern, southwestern, western to northwestern direction. Air masses with sufficient humidity come either from the Atlantic (situations with a upper frontal zone and situations with the controlling low northwest and north of the territory processed) or from the Mediterranean (chiefly situations with the southern or central cyclone and a trough). Compared with the other parts of central Europe, precipitation in Slovakia and Hungary is higher particularly when there are

- cyclones above the Gulf of Genoa,
- cyclones proceeding along the Vb route,
- cyclones, on the norther sides of which retrograde warm fronts move above Hungary and Slovakia,
- significant troughs on the forward sides of which wavy cold fronts travel across Hungary and Slovakia.

Extremely low monthly precipitation sums in the region studied are connected with closed anticyclones or conspicuous ridges of high pressure whose centres and/or axes do not extend further than 1500, or exceptionally 1700 km from the imaginary point of gravity of the territory studied. Of importance is the direction of the air flow making possible the advection of relatively dry air, if it is not the effect of central parts of anticyclones with prevailing subsidence. In extremely dry months the prevailing west-east mass transfer is excluded.

The fact that in the case of months with extremely high precipitation 22 common months were found for Slovakia and Hungary and 38 common months for months with extremely low sums points to a different dimensional character of processes producing the above extremes. Whereas in the former case it is mostly the superposition of processes of several scales – marco β, meso α, β (according to Orlanski in *Atkinson,* 1981) –, in the latter case mostly processes of the macro β scale are involved.

We are of the opinion that our paper is a contribution to a long-term precipitation forecast problem with the utilization of numerical forecasts of upper-level pressure fields.

REFERENCES

Atlas synoptictheskih karakteristik Severnogo polusharija, 1968. Gidromet. izd., Leningrad.

Atkinson, B. W., 1981: *Meso-scale atmospheric circulations.* Academic Press, London.

Brázdil, R. and *Štekl, J.,* 1987: Cirkulační procesy a atmosférické strážky na území ČSSR. *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun.* 26 (Geographia), in press.

Péczely, Gy., 1974: A statistical investigation on the secular precipitation series of Hungary. *Acta Universitatis Szegediensis 13* (Acta Climatologica), 3–14.

Šamaj, F. and *Valoviš, Š.,* 1982: Priestorové úhrny zrážok na Slovensku (1881–1980). *Meteorologické zprávy 35,* 108–112.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 1. szám, 1987. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 1. Jan. – Feb. 1987. Budapest

Módszer a szinoptikus-, radar- és műholdadatok komplex analízisére

BONCZ JÓZSEF, KAPOVITS ALBERT, PINTÉR FERENC és TÄNCZER TIBOR,
Központi Előrejelző Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 32.;

A method for the complex analysis of synoptic, weather radar and satellite data. An operationally usable complex analysis technique developed in Hungary is described. A map of stereographic projection with a grid of 20×20 km² covering the Carpathian-basin is used for the basis of this technique. Traditional observations, manually digitized weather radar data and computer digitized visible and infrared images from METEOSAT – 2 WEFAX transmissions make the data set and are transformed on to the basic map. Analysis can be performed either using the printed charts with the data fields of different data sources for being laid over each other or radar and satellite data with the enhancement of precipitation can be interactively displayed. Thunderstorm activity caused by an upper cold front on 10 August 1984 is analysed and presented as an example for the technique described. The analysis is completed by the use of changes in certain statistical parameters on the cloud-precipitation system (cloud coverage, vertical development of cloudiness, precipitation area, precipitation activity, e. g. ratio of the area covered by precipitation to that covered by cloudiness). It can be stated that this technique ensures an analysis of the atmospheric, especially the precipitation processes, with the detalization and fastness that have never been experienced.

⁎

Módszer a szinoptikus-, radar- és műholdadatok komplex analízisére. A dolgozat az előrejelző szolgálatnál kifejlesztett, operatívan alkalmazható komplex analízis technikát mutatja be. Az analízis alaptérképe a Kárpát-medencét felölelő sztereografikus vetület, amelyet 20×20 km²-es rácshálózattal láttak el. Alapadatokként a hagyományos megfigyelési adatokat, a radarállomások manuálisan digitalizált méréseit és a METEOSAT – 2 WEFAX adásából nyert digitalizált látható és infravörös felvételeket használják, amelyeket az említett térképvetületre transzformálnak. Az analízisnél kétféle megközelítést alkalmaznak. Egyrészt elvégzik a három adatforrásból származó információk „rétegzett" analízisét, másrészt a radar- és műholdadatoknak a csapadékfolyamatra orientált display-s ábrázolását. A módszer segítségével példaként megvizsgálják és bemutatják az 1984. augusztus 10-i zivataraktivitást, amely egy magassági hidegfronttal kapcsolatban lépett föl. A vizsgálatot a digitalizált mezők néhány statisztikai paramétere alakulásának bemutatásával egészítik ki (felhőfedettség, felhőzet vertikális fejlettsége, csapadékos terület, csapadékos és felhős terület viszonya, vagyis a felhőzet csapadék aktivitása). Megállapítható, hogy az új technika az időjárási folyamatok, különösen a csapadék aktivitás, minden eddiginél mélyebb, és gyorsabban végrehajtható analízisét biztosítja.

⁎

Bevezetés. Minél lejjebb megyünk a megfigyelendő időjárási jelenség tér- és időskáláján, annál sűrűbb földi megfigyelőhálózatra van szükség. Míg a nagyméretű időjárási képződmények (pl. a front) felismeréséhez az egymástól átlagosan 100 km-re fekvő szinoptikus állomások kielégítő információt szolgáltatnak, a mezoméretű objektumok analízisében már bizonytalanságok jelentkeznek, s a kisméretű lokális jelenségek – hacsak nem a megfigyelő állomások körzetében lépnek fel – a szinoptikus észlelés számára rejtve maradhatnak.

Ez utóbbiak biztos analíziséhez igen sűrű és időben gyakori észlelés, sőt túlzás nélkül mondhatjuk, az időjárás területileg és időben szinte folytonos nyomon követése szükséges.

A technikai fejlődés két eszközzel biztosítja a kisméretű, lokális jelenségek (heves csapadékhullás, szél-szélvihar stb.) maradéktalan felismeréséhez szükséges közelítőleg folyamatos észlelést: a radar berendezéssel és a műholddal. Míg egyetlen radar 200–300 km sugarú területen belül biztos képet nyújt a csapadékzónák előfordulásáról, vertikális fejlettségükről, a bennük fellépő csapadék intenzitásáról, addig a műhold a felbontás korlátain belül a felhőrendszerek elhelyezkedéséről, függőleges tagoltságáról ad áttekintést. Mindkét megfigyelő eszköznek megvannak a maga sajátos előnyei és hátrányai, önmagában tehát egyik megfigyelő rendszer sem teljes értékű: a mélyrehatóan, biztonságos analízis a szinoptikus, a radar és a műholdinformáció *együttes vizsgálatával* hajtható végre.

A gyakorlati élet világszerte igényli a veszélyjelzést, ami újfajta analízis és előrejelzési eljárás, a *nowcasting technika* kialakításához vezetett. Ennek lényege, hogy az említett forrásokból származó adatokat magas szinten szervezett számítógépes feldolgozó rendszerben egyesítik, illetve értékelik ki és – általában – extrapolálják. Ezen a téren a technikailag fejlett országokban komoly erőfeszítéseket tesznek. A nyugat-európai országok a COST 72 program keretében a radarinformációk kölcsönös cseréjét valósítják meg (*Riissanen*, 1984), az Egyesült Királyságban a FRONTIERS rendszer áll megvalósítás előtt (*Browning*, 1979), Svédországban a PROMIS 600 (*Bodin* et al., 1984), az Egyesült Államokban pedig többek között a PROFS (*Mac Donald*, 1984) komplex interaktív adatfeldolgozó rendszert dolgozták ki.

Egyik korábbi dolgozatunkban (*Kapovits* et al., 1985) felvázoltuk a fentiekhez hasonló nowcasting rendszer lehetőségeit Magyarországon, a rendelkezésre álló szerény eszközbázisra alapozva. Akkor a radar és műholdinformáció együttes analízisének a kutatásban használható módszerét mutattuk be, amely lényegében a műholdfelvételnek a radar képernyőjére történő transzformációján alapul. Ez alkalommal az operatív szolgálatban is alkalmazható komplex analízis módszert ismertetünk, s ennek alapján konkrét időjárási helyzetet analízálunk.

1. A módszer bemutatása

1.1. Az adatok transzformációja. A kidolgozott módszer alaptérképe a hazai időjárás előrejelző szolgálatban használt, nagyjából a Kárpát-medence térségét felölelő 2,5 milliós méretarányú, a 60. szélességi kör síkjára vetített sztereografikus térkép. Ezt a térképet a 18 °E hosszúsági körön átmenő, illetve azzal párhuzamos és rájuk merőleges, egymástól mintegy 20 km-re fekvő egyenesek által meghatározott rácshálózattal láttuk el. Célunk az volt, hogy mind a hazai időjárási radaradatokat, mind a műholdadatokat erre a rácshálózatra transzformáljuk az együttes ábrázolás és analízis operatív végrehajthatósága érdekében.

A rácshálózat és a földrajzi koordináták kapcsolata könnyűszerrel előállítható. A rácshálózatot a bal alsó négyzetből kiindulva számozzuk, legyen ennek a sorszáma (0,0). Ekkor a jobb felső négyzetnek (47,33) sor-, oszlopérték felel meg. Az *(i, j)* négyzet középpontjának földrajzi koordinátái a vetület alapösszefüggéseinek felhasználásával írhatók fel (*Tóth* és *Vesza*, 1983):

$$\varphi = 1{,}57 - 2 \text{ arc tg } B'/C,$$

$$\lambda = \text{arc tg} \frac{[2\ (j-19)-1]\ D}{2A} + 0{,}314,$$

ahol

$$A = 1873{,}26 - \frac{[2\ (i-13)-1]\ D}{2},$$

$$B' = \sqrt{A^2 + B^2},$$

$$B = \frac{2\ [(J-19)-1]\ D}{2},$$

$$C = 4755{,}55 \text{ és}$$

$$D = 8{,}6222.$$

A *radar megfigyelések* digitalizálását oly módon végeztük el, hogy annak felbontása illeszkedjék a rácshálózat felbontásához. Ezért az egyesített radarkép rácshálózat szerinti kinyomtatása nem vet fel újabb problémákat.

A *műholdkép* esetében bonyolultabb a helyzet, a képet ugyanis előbb geometriailag transzformálni kell, és felbontását a felvett rácshálózathoz kell igazítani. A transzformáció menetét korábbi dolgozatunkban *(Kapovits* et al., 1985) ismertettük. A kívánt felbontást az egyes négyzetekbe eső 2×3 képelem átlagolásával értük el. A műholdkép nem homogén felbontása miatt azonban ezzel a vizsgálati terület délnyugati részén valamivel kisebb, északkeleti részén pedig valamivel nagyobb területet kaptunk, mint a négyzeteké. Egy transzformáció végrehajtása 20 s gépidőt igényelt.

1.2 Alapadatok. Az eljárás alkalmazásához az alapadatokat a szinoptikus állomások óránkénti megfigyelései, a radarállomások manuálisan digitalizált, a bemutatott rácshálózatra transzformált mérései és a METEOSAT—2 WEFAX adásából nyert műholdképek digitalizált, illetve transzformált adatai képezték. A rendszer összetevőinek részletes leírása korábbi dolgozatunkban *(Kapovits* et al., 1985) található. A radarinformáció digitalizálása jelenti a továbblépés kulcsát, amely a módszert operatív felhasználásra alkalmassá teszi *(Kapovits*, 1984).

A megfigyelések alapját a következő egyenletek képezik:

$$\Delta H = H_{max} - H_{-22°C} \tag{1}$$

$$\Delta H^* = H_{trop} - H_{max} \tag{2}$$

$$Y = H_{max}\ \lg Z_3 \tag{3}$$

ahol

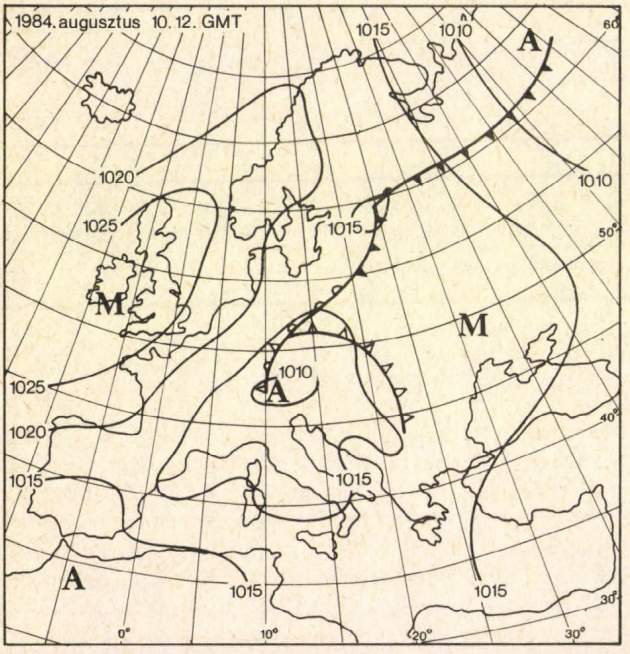
$$\begin{cases} Z = 200\ R^{1,6} & \text{esőnél} \\ Z = 2000\ R^{2,0} & \text{havazásnál} \\ Z = 450\ R^{1,47} & \text{záporesőnél} \end{cases} \tag{4}$$

Itt H_{max} a radarechók maximális magassága, H_{-22} °C a —22 °C izoterma magassága, H_{trop} a tropopauza magassága km-ben, Z a radar reflektivitási tényező $mm^6\ m^{-3}$ egységekben, Z_3 a radar reflektivitási tényező a 0°C izoterma felett 3 km magasságban, R pedig a radarral becsült (mért) csapadékintenzítás mmh^{-1} egységekben.

A szovjet szakirodalomból ismeretes, hogy (1), (2) és (3) révén azonosíthatjuk a felhő-csapadék rendszereket; eldönthetjük, hogy azokat légköri frontok idézik-e elő, záporok, zivatarok, jégeső és a földfelszín közelében széllökések kísérik-e. Empirikus összefüggések alapján azután a radar reflektivitási

tényező értékeit a meteorológusok által könnyebben kezelhető csapadékintenzitás értékekké konvertálhatjuk, ami lehetővé teszi a csapadékmennyiség radarral történő becslését (mérését) is.

Mindezek előrebocsátásával az időjárási radarmegfigyeléseket és a nyert adatok digitalizálását manuálisan az alábbi módon végezzük. Az egyszerűség és a digitális adattovábbítás megkönnyítése céljából a radarral megfigyelt területet 20×20 km^2 nagyságú, derékszögű koordinátarendszerben elhelyezkedő



1. ábra: Szinoptikus helyzet 1984. augusztus 10-én 12 GMT-kor

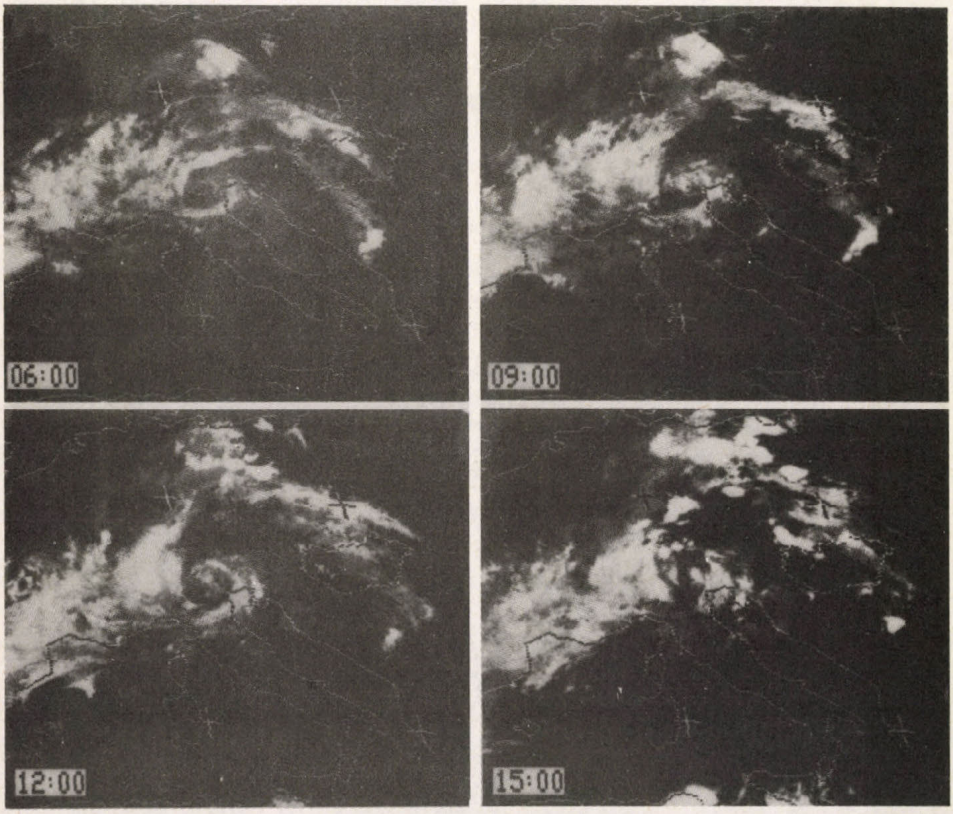
Fig. 1: *Synoptic situation on August 10, 1984 at 12 GMT*

területelemekre bontjuk. A területelemek a mezoszinoptikai térképre illesztett közös rácshálózat megfelelő elemeit képezik. A négyzetes rácshálózat egy-egy területelemén belül:

– megmérjük a radarechó legnagyobb magasságát (H_{max});
– optimális magassági szög alatt, 3 vagy 10 cm-es hullámhosszon megállapítjuk a reflektivitási tényező értékét; majd
– több szintben, leginkább a 0 °C izoterma felett 3 km magasságban és 3 cm-es hullámhosszon, mérjük a radar reflektivitási tényezőt;
– a csapadék típusát és az azt kísérő veszélyes jelenséget az (1), (2) és (3) egyenletek segítségével azonosítjuk, ehhez azonban felhasználjuk a rendelkezésre álló szinoptikus és magaslégköri adatokat is.

Ezen lépések alapján döntünk a csapadékintenzitás mérésére alkalmas $Z \rightarrow R$ összefüggés megválasztásáról. Területelemenként meghatározzuk a csapadékintenzitást és a területelemeknek a csapadékechóval való fedettségét nyolcadokban. Az egymás utáni időpontokban végzett megfigyelésekből megállapítjuk a felhő-csapadék rendszer áthelyeződését (irányát és sebességét) a radarállomások horizontjának térnegyedeire, továbbá a felhő-csapadék rendszert jellemző magasság értékeket.

A nyert intenzitás- és fedettség-adatokat mátrixba rendezzük, és kiegészítjük az áthelyeződési és a jellemző magassági adatokkal, továbbá megjelöljük a veszélyes kísérőjelenségek elemeit. Ezek az adatok távgépírón kerülnek a központba, ahol az IBM S/7 típusú távközlési számítógéppel összekapcsolt VT20A típusú mikroszámítógép egyesíti őket, majd a közös rácshálózattal ellátott mezoszinoptikai térképnek megfelelő formában kinyomtatja.

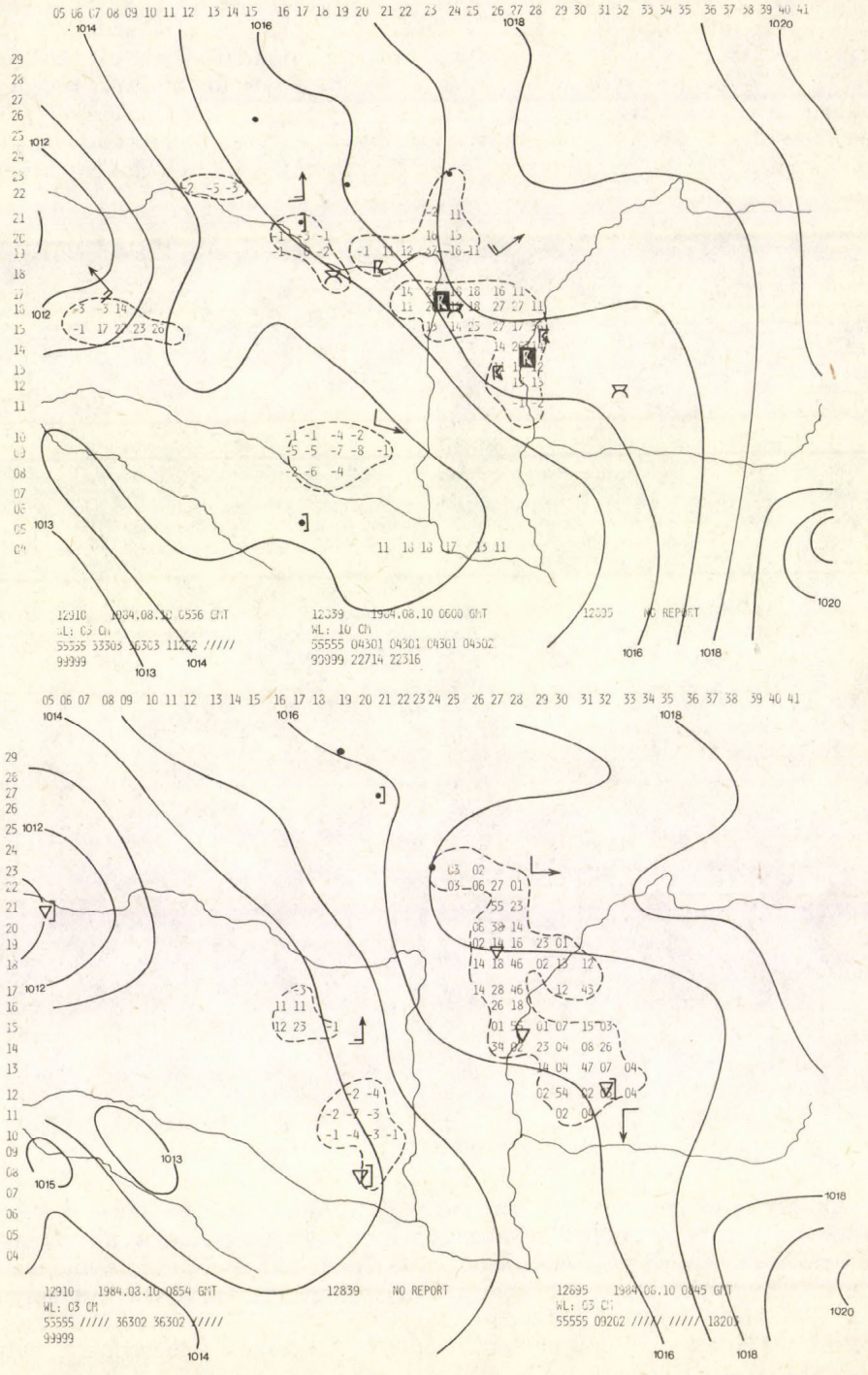


2. ábra: A METEOSAT – 2 látható tartományban készített digitalizált WEFAX felvételei, a vizsgált napon 06, 09, 12 és 15 GMT-kor

Fig. 2: *Digitized WEFAX images taken in visible spectrum by METEOSAT – 2 at 06, 09, 12 and 15 GMT*

Az egyesítés során a szomszédos radarállomások által közösen lefedett területekre vonatkozó adatok értékelésénél egyszerű szabályokat alkalmazunk. Ha a radarok azonos hullámhosszon működnek, akkor annak az állomásnak az adatát fogadjuk el, amelyikhez a területelem közelebb esik. Amennyiben pedig az állomások felezőpontjában elhelyezkedő echókról van szó, akkor első közelítésben a nagyobb intenzitás és fedettségi értékeket fogadjuk el helyesnek.

A műholdas információ oldaláról a METEOSAT – 2 mesterséges hold WEFAX adásának infravörös és látható spektrumú képeit használtuk fel.



3. ábra: **Az időjárási radarhálózat közös térképen egyesített adatai a bárikus mezőben, kiegészítve a szinoptikus állomásokon megfigyelt konvektív és csapadék-tevékenységgel a vizsgált napon 06, 09, 12, 15 GMT-kor. (A radarral meghatározott zivatarokat fekete mezőbe rajzolt zivatar-jellel jelöltük.)**

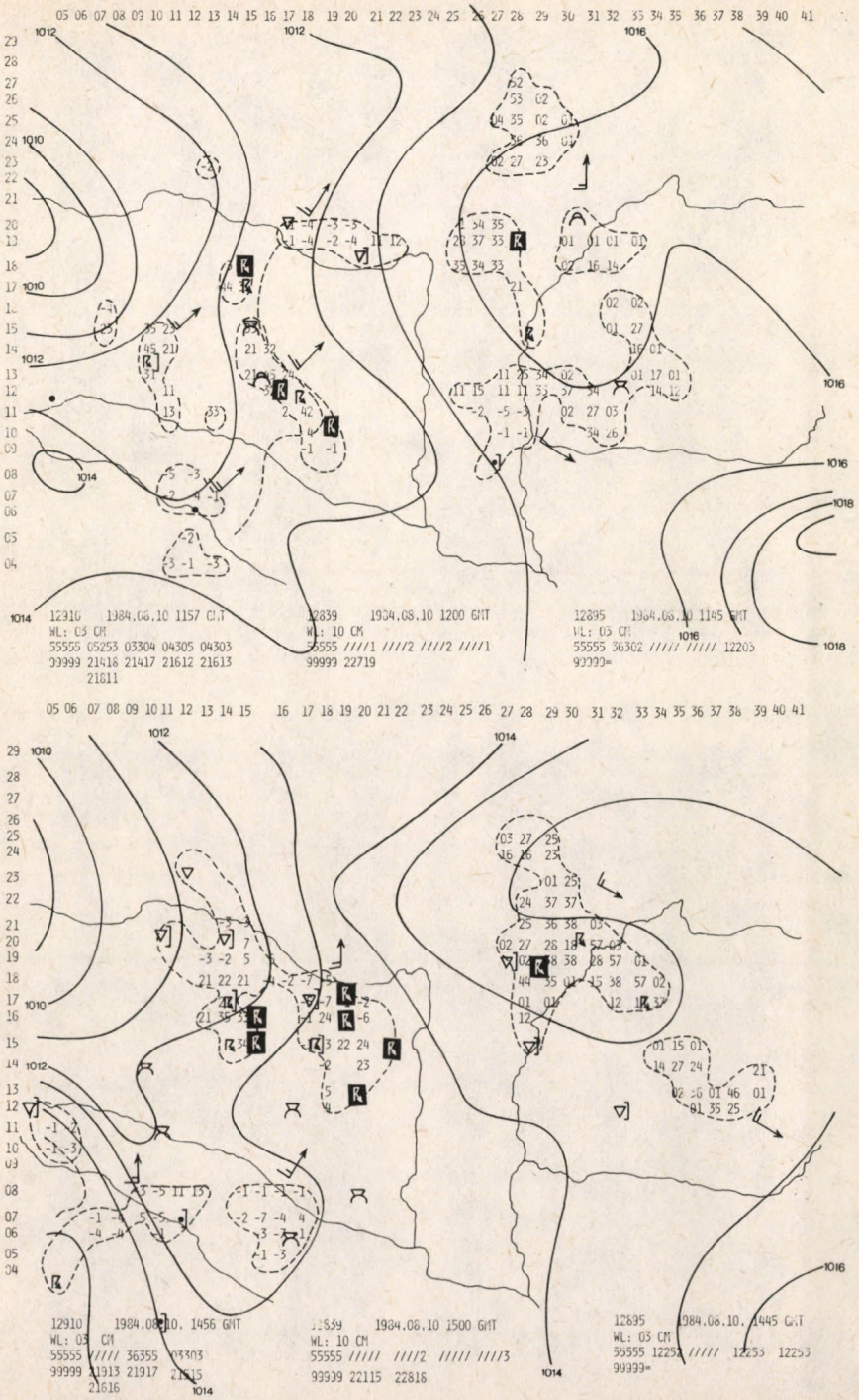
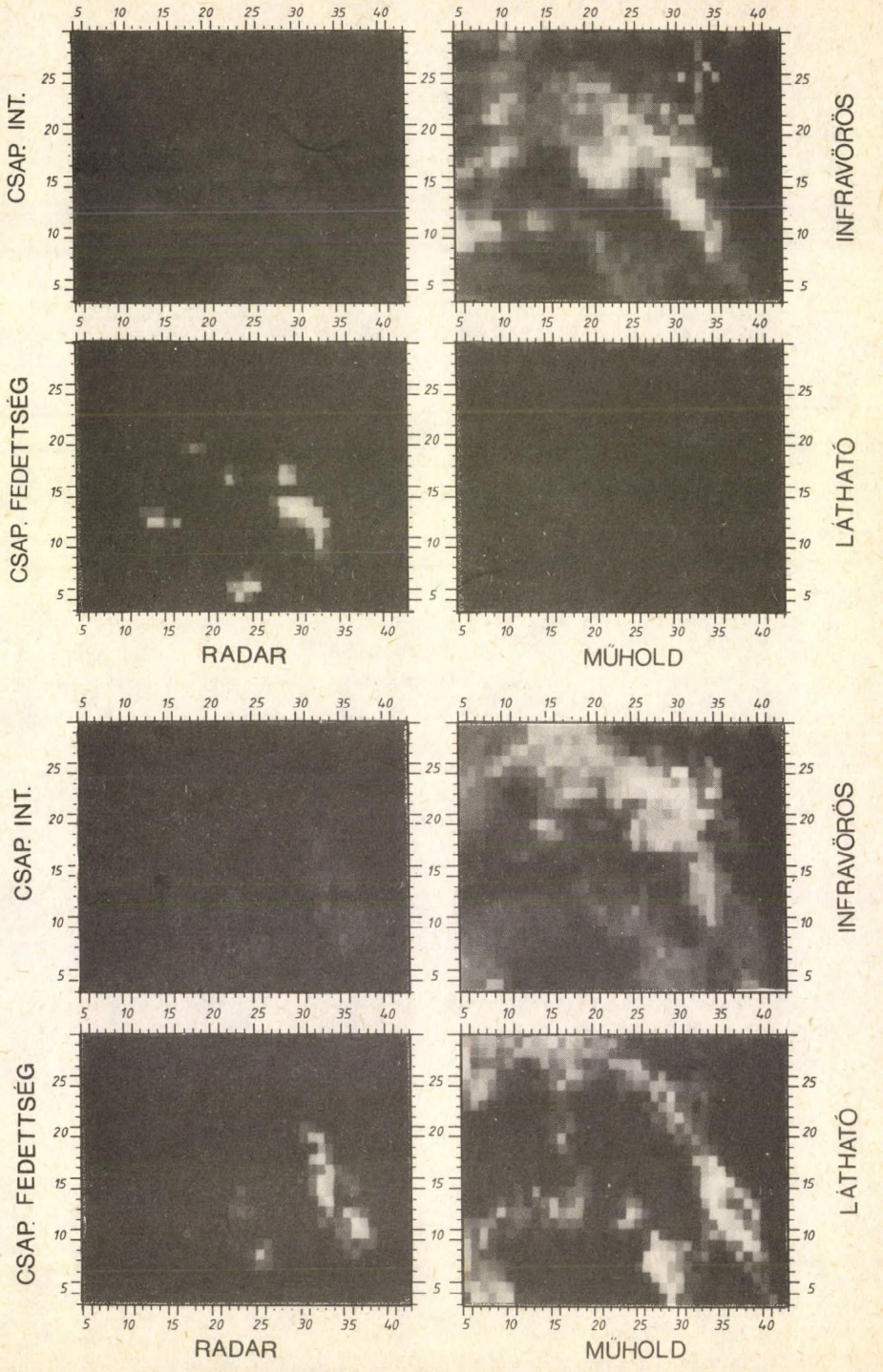


Fig 3: *Composite charts of weather radar data superimposed on the surface pressure fields and combined with weather reports for the observed convective and rainfall activity at 06, 09, 12 and 15 GMT. (Thunderstorms detected by radar are marked with the sign of the thuderstorm in a black field.)*



4. ábra : A radar és műhold mérések display-en megjelenített adatai 1984. augusztus 10-én 06, 09, 12 és 15 GMT-kor (Részletes leírása a szövegben)

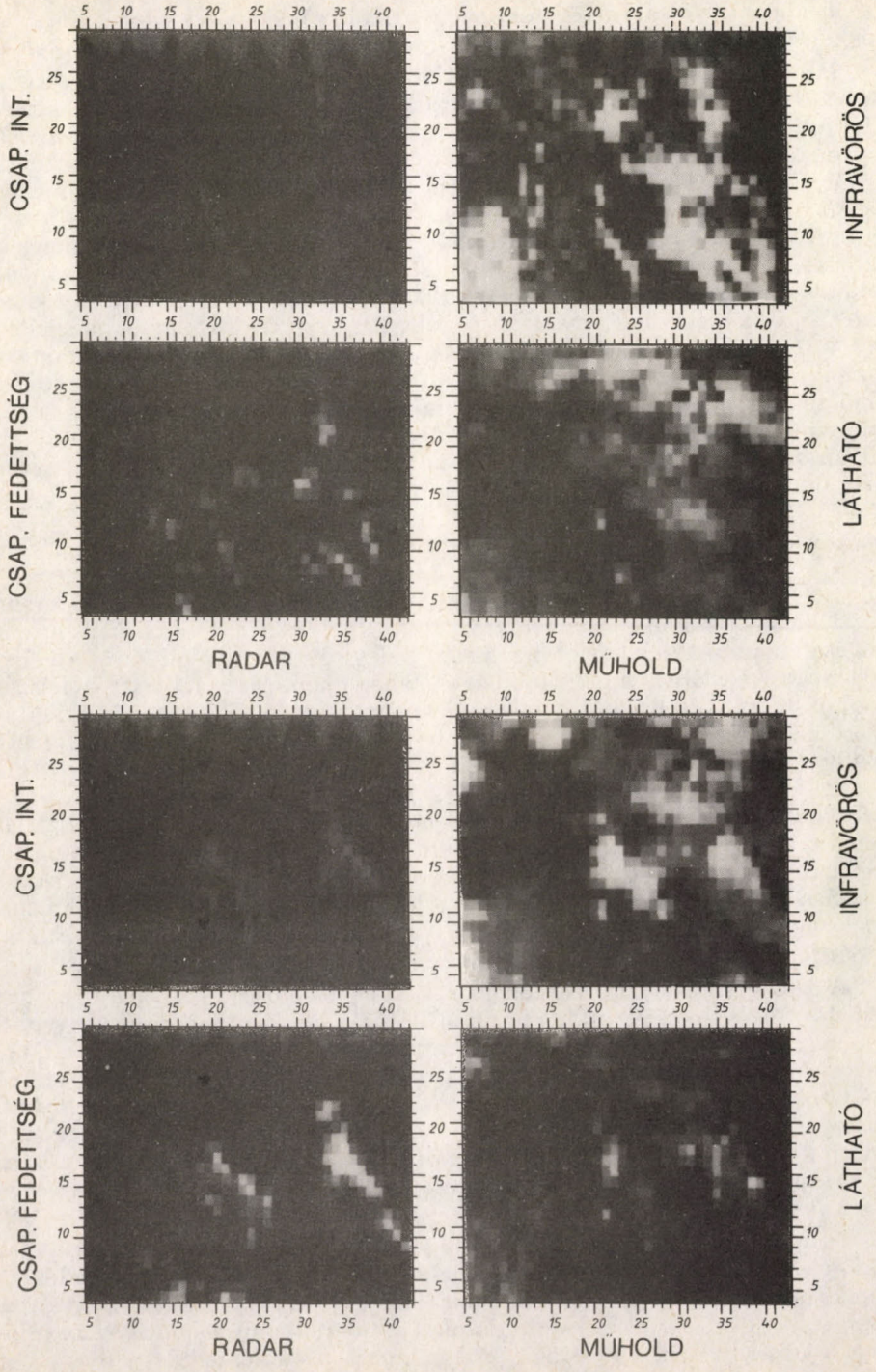


Fig. 4: *Displayed data from radar and satellite measurements on August 10, 1984 at 06, 09, 12 and 15 GMT. (Detailed description is given in the text.)*

Az on-line digitalizálási technika és a digitális feldolgozás biztosította, hogy a leképezéshez viszonyítva lényeges információveszteség nem lépett fel.

Mindkét spektrumból a képek félóránként álltak rendelkezésre a kísérleti időszakra vonatkozóan, de ezek közül csak a radarészlelésekhez közelebb álló egész órás képeket dolgoztuk fel. A transzformált képeket a radaradatokkal egyező módon kinyomtathattuk, vagy display-en megjeleníthettük. Elvégezhetők voltak mindazok a képi feldolgozások, amelyekre a Központi Légkörfizikai Intézet CII 10010-es számítógépén már programfejlesztés történt. A kalibrált infravörös adatokból a felhőtető hőmérsékleti és magassági értékeit, továbbá borultsági hányadokat számoltunk. A fedettségi hányadok számolása a számítógépbe mágnesszalagról bejuttatott és képi formátumban tárolt radarképekből is elvégezhető volt. Az együttes display-es megjelenítés és a hurokfilm szerkesztő program segítségével a radar- és műholdadatokról kombinált mozgófilmet készítettünk. A látható spektrumú képek bevonása a feldolgozásba hasznosnak bizonyult, mivel ezek a folyamat egyes jellemzőivel valószínűleg szorosabb kapcsolatban állnak, mint az infravörös képek. Nagy hátrányuk az időszakosság és a nap folyamán erősen változó információtartalom.

2. *Példa az eljárás alkalmazására*

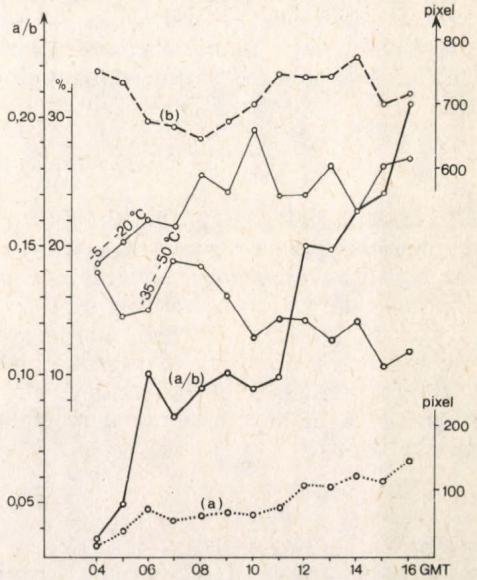
1984. augusztus 10-én az Alpok fölött sekély (a talajon 1010 mbar-os zárt izobár), de a magasba felnyúló ciklon helyezkedett el. Ennek áramlási rendszerében délnyugat felől magassági hidegfront vonult keresztül a Kárpát-medencén *(1. ábra)*, amely labilizálódáshoz (budapesti 12 GMT-s felszállás alapján $K=31$, $SSI=+1$, a belgrádi szerint $K=35$, $SSI=+2$) és zivatarok kitöréséhez vezetett. A szinoptikus folyamatok időbeli alakulása nagyszerűen megfigyelhető a látható sávban készített és digitalizált műholdképeken *(2. ábra)*. A hidegadvekció 12 óra alatt a 850 mbar-os szinten általában 1–3, de Szegeden 5°-os lehűlést okozott. Augusztus 10-ről 11-re a déli felszállások alapján Budapest fölött átlagosan 3°-ot hűlt a levegő. A csapadék jórészt augusztus 9-én 18 óra és 10-én 18 óra között esett ki. A lehullott csapadék eloszlása meglehetősen szeszélyes volt. 20 mm-t meghaladó csapadékmennyiséget mértek Veszprémben (32), Miskolcon (22), Szabadbattyánban (22) és Sopronban (21 mm).

A rendelkezésre álló eszközbázis kétféle lehetőséget is kínál az adatok együttes analízisére. Az időjárási radarhálózat közös rácshálózatra egyesített és a digitalizált műholdképek sornyomtatóval megjelenített mezői adják az első, a szinoptikai gyakorlathoz igen közelálló lehetőséget. A földi megfigyelési adatokon alapuló mezoszinoptikus térképen ez alkalommal a légnyomást mbar-onként kellett analizálnunk ahhoz, hogy megnyugtató biztonsággal felismerjük a nyomási mező sajátosságait. A szinoptikus állomások adatai a magassági hidegfront és további frontális hullámok egyértelmű kijelölését nem teszik lehetővé.

Az időjárási radarhálózat digitális térképei azonban jól mutatják a csapadékfolyamatok alakulását, a kísérő jelenségek eloszlását és a csapadékrendszerek mozgását. A csapadékfolyamatok teljesebb leírásához nyilván úgy jutunk, ha kiegészítjük a radaradatokat a földfelszíni szinoptikus megfigyelések adataival. Ezt a komplex módon nyert csapadékmezőt a bárikus mezővel egyesítve világosan kirajzolódnak az időjárási helyzet fontos jellemzői *(3. ábra)*. Könnyű elképzelni ezek után, hogy a műholdadatoknak a közös

rácshálózatra digitalizált, szeletelt (többszörös szintvágású) mezeje kiteljesíti az időjárási helyzet leírását. Végeredményben tehát e három információforrás szervezett, digitális feldolgozásával az időjárási helyzet több-dimenziós leírásához jutunk, óránkénti időlépcsőben, 20 km-es vízszintes és 1 km-es függőleges menti felbontással.

Míg az imént bemutatott analízis-technika lehetővé teszi mind a három forrásból származó adatok együttes, „rétegezett" analízisét, addig a display-es eljárás csak a radar- és a műholdadatok (igaz, igen kényelmesen elvéggezhető) együttes vizsgálatára alkalmas. A display mezejét négy részre bontva egyszerre megjeleníthetjük a radarral mért csapadékintenzitás elosz-



5. ábra: A csapadék (radar) és felhő (műhold) mezők statisztikai paramétereinek alakulása 1984. augusztus 10-én: (a) a csapadékos területelemek (pixelek) száma; (b) a felhővel fedett területelemek száma; (a/b) a csapadékaktivitás (a csapadékos, és felhős terület viszonya), valamint a −5 és −20°C, és a −35 és −50°C hőmérsékleti szintek közé eső felhőtetőkkel borított terület az összfelhőzet %-ában

Fig. 5: *Variation of statistical parameters of precipitation field (by radar) and cloudiness (by satellite) on August 10, 1986. (a) number of picture elements (pixels) with precipitation; (b) number of picture elements covered by clouds; (a/b) rainfall activity (ratio between areas of precipitation and clouds), area covered by cloudtops between levels of temperature of −5° and −20° as well as −35° and −50°, respectively, expressed in percentage of the total cloud coverage.*

lását (a display bal felső részén) és a csapadékkal való fedettség eloszlását (bal alsó részen), valamint az infravörös (jobb felső részen), és a látható tartományban készített műholdadatokat (a display-en alul jobbra), azonos koordinátarendszerben, a radar méréseknél alkalmazott 20 km-es felbontásnak megfelelően *(4. ábra)*.

A digitalizált mezők néhány statisztikai paramétere tovább finomítja a helyzet leírását, és megkönnyti a folyamatok nyomon követését. Ilyen statisztikai paraméter például a felhővel fedett területek nagysága, ezen belül a meghatározott magasságot elérő, ill. azt meghaladó felhős területek, valamint a csapadékos területek nagysága. Igen hasznos, összetett paraméter a felhőzet csapadék aktivitása, vagyis a csapadékos területek és a felhővel borított területek viszonya.

A felsorolt statisztikai paramétereket az 1984. augusztus 10-én 04 és 16 GMT közötti időszakban az *5. ábrán* látható módon szemléltetjük. Miközben a felhős területek nagysága délelőtti csökkenést és délutáni növekedést mutat, a csapadékos területek nagysága fokozatosan növekszik oly módon, hogy a felhőzet csapadék-aktivitása délután ugrásszerűen megnő. Az egyes magassági szinteket (esetünkben hőmérsékleti szinteket) elérő, ill. meghaladó felhőzet

részaránya ugyanakkor igen sajátságos változást mutat: a magas szintű felhőzet fokozatosan csökken, a közepes magassági szintekhez tartozó felhőzet mennyisége pedig növekszik. Ebből az következik, hogy a csapadékaktivitás növekedése a közepes magassági szintekben lejátszódó folyamatokhoz kapcsolódik.

A helyzet értékelése során természetesen vetődik fel a kérdés: milyen mértékben egyeznek meg a távérzékeléssel nyert adatok a földfelszíni szinoptikus megfigyelésekkel. Az egy-két szinoptikus állomásra és az azokat tartalmazó képelemekre *(pixelekre)* végzett vizsgálatok nem adtak egyértelmű eredményeket. Bár a területi információt szolgáltató mérések és a pontszerű mérések összemérhetőségének problematikája ismeretes volt előttünk, a véletlenszerűen kiválasztott esetekben a kapott egyezéseknél jobbat vártunk. Az eltérések okát első közelítésben a különböző típusú megfigyelések időbeni eltérésében és a pixelek viszonylagosan nagy voltában látjuk. A vizsgálatoknak a későbbiek során erre mindenképpen ki kell terjedniök.

3. *Összefoglalás*

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy jelentősen előreléptünk a komplex analízis-technika megvalósítása irányába, annak ellenére, hogy egyelőre az itt bemutatott számítógép-sornyomtató és számítógép-display technikák egyidejű alkalmazására nincs lehetőség. A tárgyalt időjárási helyzet jól példázza, hogy olykor az időjárási helyzet analízise nem hajtható végre helyesen a távérzékelési adatok nélkül. A mezőket jellemző paraméterek (csapadékaktivítás, a felhőzet magassági és területi eloszlása, a csapadékos terület nagysága) hasznosnak bizonyultak, azok megfelelnek az új megfigyelési rendszerek formanyelvének.

IRODALOM

Bodin, S et. al., 1984: PROMIS 600: The Pilot Project for the Future Swedish Weather Service. *Proc. Nowcasting – II Symposium*, Norrköping, Sweden (ESA SP – 208), 479 – 484.

Browning, K. A., 1979: The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very short-range precipitation forecasting. *Meteorol. Magazine* 108, 161 – 184.

Kapovits, A., 1984: A multi-purpose weather radar network. *Proc. Nowcasting – II Symposium*, Norrköping, Sweden (ESA SP – 208), 153 – 157.

Kapovits, A. – Pintér, F. – Tänczer, T., 1985: Attempt for combined analysis of radar and satellite data. *Időjárás, 89*, 9 – 18.

Mac Donald, A. E., 1984: PROFS: An Approach to Improved Operational Weather Services. *Proc. Nowcasting – II Symposium*, Norrköping, Sweden (ESA SP – 208), 443 – 450.

Riissanen, J., 1984: COST 72 (The European Weather Radar Project) Today. *Proc. Nowcasting – II Symposium*, Norrköping, Sweden (ESA SP – 208), 485 – 490.

Tóth, P. – Vesza, Sz., 1983: Sztereografikus vetületben készült térképek bevezetése a magyar meteorológiai szolgálatnál. *Meteorológiai Tanulmányok* No. 41, Budapest.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 1. szám, 1987. január-február
Journal of Hungarian Meteorological Service, Vol. 91. No 1. Jan-Feb. 1987. Budapest

A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben az átmeneti évszakokban

KOPPÁNY GYÖRGY és KISS ÁRPÁD, *József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszéke, Szeged, H-6722, Egyetem u. 2.*

A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben az átmeneti évszakokban. Egy korábbi tanulmányukban a szerzők kimutatták, hogy a napi hőmérsékleti anomáliáknak és a napi maximális széllökések irányának változékonysága csökken a makroszinoptikus típusok szerint kiválasztott részhalmazok túlnyomó többségében (*Koppány* és *Kiss*, 1985). Az említett vizsgálatot a nyári és téli adatokra végezték el (1961 – 80). Jelen dolgozatban ugyanazt a vizsgálatot kiterjesztették a tavaszra és őszre. Bemutatják a relatív gyakoriságok eloszlását mind a teljes éghajlati populációra (T), mind az egyes részhalmazokra (1., 2., 4. és 5. ábra). Meghatározták a szórást (S) és a Shannon-féle entrópiát (E) is (I. táblázat). Szoros kapcsolat mutatható ki a szórás és az entrópia között (3. ábra). A szerzők megállapítják, hogy a makroszinoptikus típusok figyelembevételével csökkenthető a napi hőmérsékletre és szélirányra adott becslés bizonytalansága, ami az entrópia csökkenésével mérhető (II. táblázat).

*

The variability of the temperature and wind direction in Szeged within the Péczely's marcrosynoptic types in spring and autumn. In a previous study the authors found that the variabilities of the daily temperature anomalies and directions of daily maximum wind gusts decrease in most of the subsets selected according to macrosynoptic types (*Koppány* and *Kiss*, 1985). This earlier investigation was carried out on summer and winter data (1961 – 1980). In the present paper the same investigation is extended to spring and autumn. The distributions of relative frequencies are shown both for the complete climatological population (T) and the subsets (Fig. 1., 2., 4., 5.). The standard deviations (S) and the Shannon-entropies (E) have been determined, too (Table I.). Close correlation was found between the standard deviation and the entropy (Fig. 3.). It was concluded that by taking into account the macrosynoptic types the uncertainty (measured by the Shannon-entropy) of estimation of the daily temperature and wind direction may be reduced during all four seasons (Table II.).

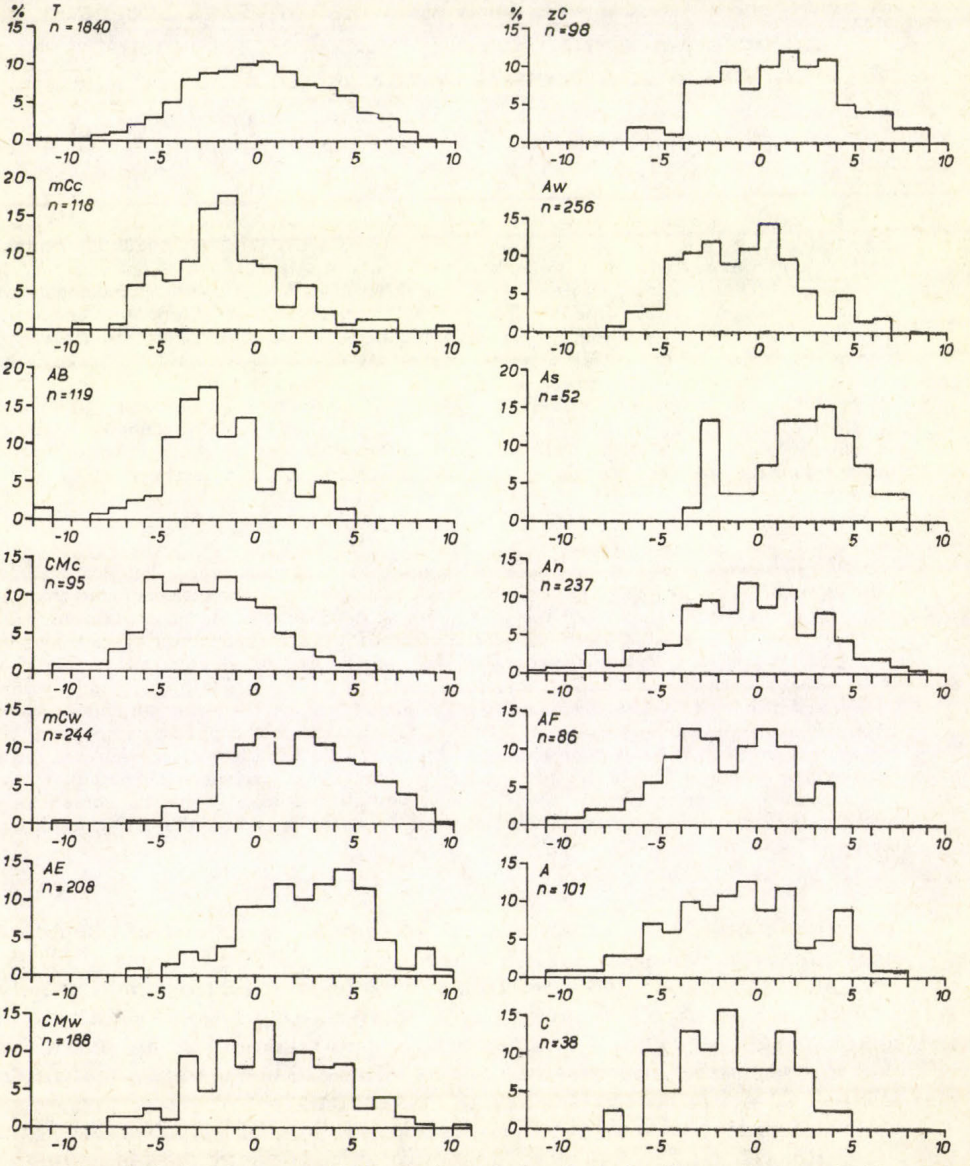
*

Bevezetés. Korábbi tanulmányunkban (*Koppány* és *Kiss*, 1985) bemutattuk, hogy milyen mértékben csökken a szórás és a Shannon-entrópia a téli és a nyári évszak napi középhőmérsékleteinek a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett részhalmazaiban az alapsokaság hasonló paramétereihez képest, továbbá meghatároztuk az entrópia csökkenését a napi maximális széllökés irányainak részhalmazaiban is. Vizsgálatainkhoz a szegedi meteorológiai állomás 20 évi (1961 – 80) adatsorát használtuk fel.

Jelen dolgozatunkban az átmeneti évszakok hőmérsékleti és szélirány adataira kívánjuk vizsgálatainkat elvégezni. Munkahipotézisünk most is az, hogy a makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett részhalmazokban az adatok szórása, illetve entrópiája csökken a teljes populáció hasonló statisztikai jellemzőihez képest.

Adatbázis és módszer

Vizsgálatainkat az említett tanulmányunkban leírt módon végeztük. A tavaszi és az őszi évszak minden napjára meghatároztuk a napi középhőmérsékletnek a vizsgált időszak 20 évi napi normálértékétől számított eltéréseit, majd megállapítottuk az anomáliák szórását a teljes populációkban. Meghatároztuk az anomáliáknak az egy fok szélességű osztályközökben adódó relatív gyakori-



1. ábra: A napi hőmérsékleti anomáliák relatív gyakoriságának eloszlása a teljes populációban (T), valamint az egyes Péczely-féle típusokban, tavasszal — *Fig. 1. The distribution of relative frequencies of the daily temperature anomalies in the complete population* (T) *and in different Péczely-types, in spring*

ságait (p_i), s ezeknek ismeretében kiszámítottuk a bizonytalanság mérésére szolgáló Shannon-entrópiát (E). Ennek ismert formulája a következő:

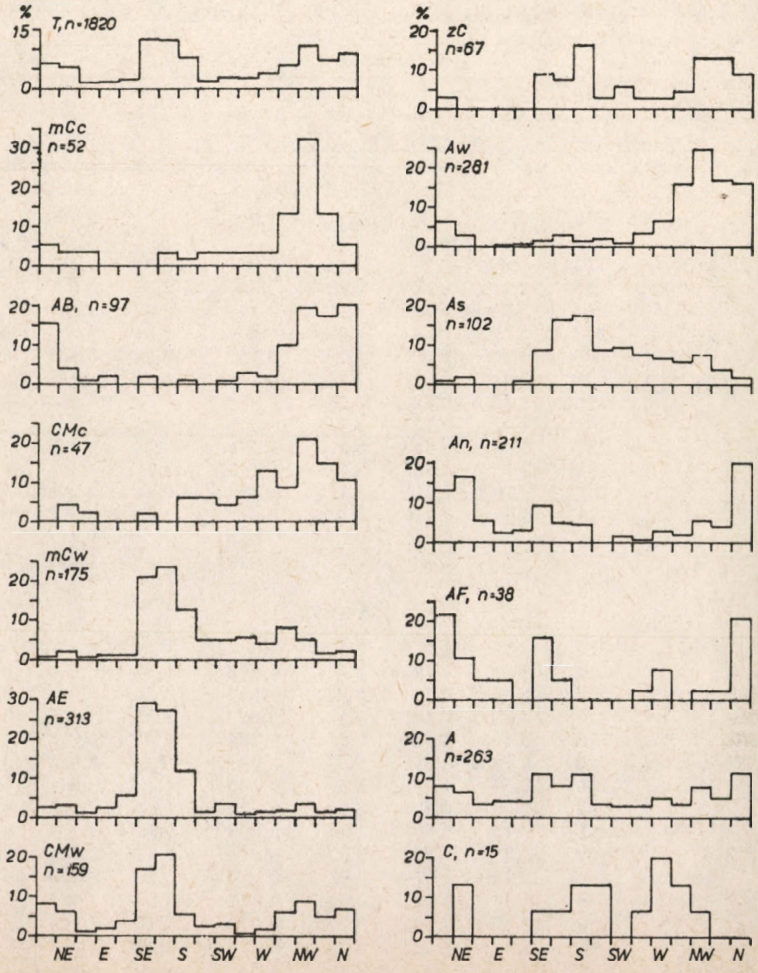
$$E = \sum_{i=1}^{n} p_i \cdot \log_2 1/p_i \quad \text{(bit)}.$$

A maximális széllökések entrópiájának számításakor p_i (a 16 szélirány közül) az i-edik szélirány relatív gyakorisága.

A továbbiakban meghatároztuk a részhalmazok szórásait és entrópiáit, s ezeket összevetettük az alapsokaságok hasonló paramétereivel.

Eredmények

A napi hőmérsékleti anomáliák teljes populációjának terjedelme a tavaszi évszakban 22,5 °C *(1. ábra)*, az őszi évszakban 21,5 °C *(2. ábra)*. Az átmeneti évszakok alapsokaságainak tágasságai csaknem egyenlők, míg a téli és a nyári



2. ábra: Ugyanaz, mint az 1. ábra, ősszel – *Fig 2. The same as Fig. 1., in autumn*

évszak anomáliáinak terjedelmei jelentős mértékben különböznek egymástól (télen: 32,6 °C, nyáron: 19,2 °C). Az átmeneti évszakok populációinak terjedelmei a nyári évszakét csak 2,3, illetve 3,3 °C-kal múlják felül, míg a téli évszak anomáliának terjedelménél több mint 10 °C-kal kisebbek. Az 1. és 2. ábráról ezen kívül leolvashatók a Péczely-féle típusok szerint rendezett részhalmazok tágasságai a tavaszi, ill., az őszi hónapokban. Eszerint tavasszal az As, C, AF, Ae és zC, ősszel a C, zC, mCc és AB helyzetekben csökken a részhalmazok tágassága a teljes populációéhoz képest, ugyanakkor az mCw helyzetekben tavasszal és ősszel is elég nagy a részhalmazok terjedelme.

Az alapsokaságok és a szinoptikus típusok szerint rendezett részhalmazok statisztikai paramétereit az *I. táblázat* tartalmazza.

A tavaszi és őszi évszak anomáliáinak szórása a teljes halmazokban 3,71°, illetve 3,39°. Ezek az értékek — a terjedelmekhez hasonlóan — nagyobbak a nyári évszak és kisebbek a tél megfelelő értékeinél (2,96, ill. 4,39°), továbbá

I. TÁBLÁZAT

A részhalmazok statisztikai paraméterei

Makroszin. típus	Hőmérséklet						Szél	
	N	S	S_i/S_T	E	E_i/E_T	Átlag °C	E	E_i/E_T
				Tavasszal				
Össz.	1840	3,71	1,0	3,921	1,0	0	3,788	1,0
mCc	118	3,16	0,853	3,57	0,91	−1,71	3,116	0,823
AB	119	2,97	0,8	3,44	0,877	−2,05	3,437	0,907
CMc	95	3,18	0,857	3,645	0,93	−2,62	3,38	0,892
mCw	244	3,29	0,888	3,69	0,941	2,02	3,675	0,97
Ae	208	3,12	0,841	3,583	0,914	2,57	3,331	0,879
CMw	188	3,53	0,951	3,732	0,952	0,63	3,647	0,963
zC	98	3,44	0,928	3,716	0,948	0,92	3,48	0,919
Aw	256	3,12	0,841	3,585	0,914	−0,85	3,28	0,866
As	52	2,9	0,781	3,346	0,853	2,06	3,551	0,937
An	237	3,86	1,041	3,926	1,001	−0,73	3,743	0,988
AF	86	3,2	0,862	3,605	0,919	−2,0	3,466	0,915
A	101	3,76	1,013	3,814	0,973	−0,34	3,814	1,007
C	38	2,88	0,776	3,379	0,862	−1,45	3,296	0,87
13 halmaz átl.	–	–	–	3,618	0,923	–	3,478	0,918
súlyozott átl.	–	–	–	3,66	0,933	–	3,497	0,923
				Ősszel				
Össz.	1820	3,39	1,0	3,805	1,0	0	3,756	1,0
mCc	52	2,64	0,779	3,116	0,819	−1,34	3,154	0,84
AB	97	2,41	0,711	3,261	0,857	−2,48	3,02	0,804
CMc	47	3,03	0,892	3,12	0,82	−1,33	3,294	0,877
mCw	175	3,49	1,029	3,749	0,985	2,41	3,296	0,878
Ae	313	2,78	0,818	3,43	0,901	1,3	3,053	0,813
CMw	159	3,57	1,053	3,8	0,999	1,49	3,54	0,943
zC	67	2,79	0,822	3,324	0,874	1,51	3,268	0,87
Aw	281	2,74	0,808	3,446	0,906	−0,94	3,18	0,847
As	102	2,5	0,737	3,272	0,86	1,05	3,437	0,915
An	211	3,25	0,959	3,65	0,959	−0,72	3,475	0,925
AF	38	4,06	1,197	3,544	0,931	−2,36	3,083	0,821
A	263	3,27	0,965	3,703	0,973	−1,49	3,846	1,024
C	15	2,3	0,677	2,606	0,685	−0,65	3,057	0,814
13 halmaz átl.	–	–	–	3,386	0,89	–	3,285	0,875
súlyozott átl.	–	–	–	3,517	0,924	–	3,34	0,889

kisebb mértékben különböznek egymástól, mint a téli és a nyári anomáliák szórásaitól.

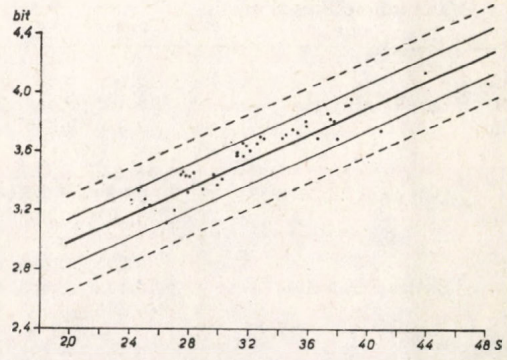
A halmazok szórása és entrópiája között szoros kapcsolat mutatkozik mind az átmeneti évszakokban, mind a tél és nyár esetében. A korreláció szorossága a tavaszi és az őszi évszakra együttesen (az alapsokaságok paramétereit is beleszámítva) 0,8270, a négy évszakra pedig 0,8344. A tavaszi és őszi évszak anomáliáinak közös regressziós egyenlete:

$$E = 1{,}816 + 0{,}5420 \cdot S,$$

a négy évszak együttesére kapott regressziós egyenlet:

$$E = 2{,}060 + 0{,}4602 \cdot S,$$

ahol E az entrópia, S a szórás.



3. ábra: A napi hőmérsékleti anomáliák szórása és entrópiája közötti kapcsolat a négy évszakban együttesen — *Fig. 3. Relationship between the standard deviations and entropies of the daily temperature anomalies, in four seasons combined*

A négy évszakra meghatározott regressziós egyenest és a Shannon-entrópia körülötte szóródó értékeit a *3. ábra* szemlélteti. Az ábrán feltüntettük a 0,5 és 1,0 szórásnyival jellemzett párhuzamos egyeneseket is. (Az entrópia szórása 0,3196 bit.) Megállapítható, hogy a halmazok entrópia értékeinek zöme, 56 halmazból 46 halmaz entrópiája, a regressziós egyenestől fél szórásnyi távolságon belül található, egy szórásnyinál távolabbra pedig csak 3 halmaz entrópiája kerül. A három utóbbi halmaz entrópiája a regressziós egyenes „alatt" helyezkedik el, s mindhárom halmaznak nagyon csekély a számossága.

A várakozásnak megfelelően a Péczely-féle típusok szerint rendezett hőmérsékleti adatok szórása (S_i) és entrópiája (E_i) általában csökken a tavaszi és őszi alapsokaság szórásához (S_T), illetve entrópiájához (E_T) képest, mint ahogy hasonló elrendeződés mutatkozik a téli és nyári évszakok hőmérsékleti adataiban is. A részhalmazok szórását és entrópiáját az alapsokaság hasonló paramétereiben, mint egységben fejezik ki az S_i/S_T és az E_i/E_T hányadosok.

Az I. táblázatban a részhalmazok entrópiáinak átlagát és a halmazok számossága szerint súlyozott átlagát is feltüntettük. Az alapsokaság entrópiájának és a részhalmazok súlyozott átlagának különbsége fejezi ki a bizonytalanságnak az évszak folyamán várható csökkenését, a makroszinoptikus helyzet ismeretében. Amint a *II. táblázat* adataiból kitűnik, a bizonytalanság csökkenése a napi hőmérsékleteket illetően tavasszal 0,261, ősszel 0,288 bit, míg a maximális széllökés irányát illetően tavasszal 0,292, ősszel 0,417 bit. A számítást a téli és a nyári évszakra is elvégezve azt kaptuk, hogy a hőmérséklet várható napi anomáliájának bizonytalansága a makroszinoptikus helyzet ismeretében 0,338, illetve 0,334 bittel csökken. A napi hőmérséklet meghatározásának bizonyta-

lansága tehát télen és nyáron valamivel nagyobb mértékben csökken, mint az átmeneti évszakokban. Ezekben a csekély különbségekben annak a körülménynek hatása mutatkozik meg, hogy egyes makroszinoptikus helyzetekben a napi hőmérsékleti anomáliák az átmeneti évszakok hónapjaiban nagyobb mértékben különböznek egymástól, mint a téli, ill. nyári hónapokban (*Péczely*, 1961).

Az entrópia-csökkenést úgy is értelmezhetjük, mint a makroszinoptikus helyzetek ismeretében az éghajlati ismereteinkhez képest szerzett információnyereséget. Az entrópia-csökkenés és az információ-nyereség kifejezéseket ezért a továbbiakban fölváltva használjuk.

II. TÁBLÁZAT

Entrópia-csökkenés (ΔE) bitekben

Makroszinoptikus típus		Hőmérséklet				Szél			
		Tavasz	Ősz	Tél	Nyár	Tavasz	Ősz	Tél	Nyár
mCc		0,351	0,69	0,447	0,295	0,672	0,599	0,63	0,654
AB	Északi irányítás	0,481	0,544	0,405	0,197	0,35	0,735	0,37	0,507
CMc		0,276	0,686	0,45	0,448	0,408	0,462	0,37	0,702
mCw		0,232	0,057	0,315	0,466	0,114	0,46	0,406	0,21
Ae	Déli irányítás	0,338	0,375	0,23	0,574	0,457	0,703	0,73	0,265
CMw		0,19	0,005	0,19	0,285	0,142	0,216	0,298	0,057
zC		0,205	0,481	0,708	0,41	0,309	0,488	0,258	0,218
Aw	Nyugati irányítás	0,336	0.353	0,453	0,2	0,509	0,576	0,398	0,524
As		0,576	0,534	0,363	0,236	0,237	0,319	0,362	0,347
An	Keleti irányítás	--0,005	0,155	0,281	0,306	0,045	0,282	0,34	0,078
AF		0,316	0,261	0,689	0,434	0,323	0,674	0,944	0,26
A	Centrális	0,107	0,102	0,064	0,397	−0,026	−0,089	0,112	0,01
C		0,542	1,199	1,655	0,44	0,492	0,699	0,642	0,56
Átlag		0,303	0,419	0,481	0,361	0,31	0,471	0,451	0,222
Súlyozott átlag		0,261	0,288	0,338	0,334	0,292	0,417	0,425	0,312

Nagy valószínűséggel feltételezhető, hogy az egyes hónapokra képezett részhalmazokban a bizonytalanság nagyobb mértékben csökken — még télen és nyáron is —, mint az egész évszakokat felölelő részhalmazokban. Ha azonban a makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett részhalmazokat havonta állítanánk elő, a halmazok számossága az évszakos halmazokéhoz képest átlagosan a harmadára csökkenne, ezáltal alkalmatlanokká válnának a Shannon-entrópia meghatározására. A megfelelő esetszám elérése ugyan elérhető lenne az idősor meghosszabbításával, ez a módszer azonban a szegedi adatokat illetően nem megengedhető, mert a szegedi meteorológiai állomás helyváltoztatása miatt a napi adatok 1961-től kezdődő sora a korábbi adatokkal nem homogén.

Mindamellett mutatkozik egy bizonyos — évszakonként változó és korántsem szigorú — szabályszerűség az információ-nyereségnek részhalmazok szerinti eloszlásában.

Az információ-nyereségnek a tavaszi, őszi és téli évszakban közös sajátsága az, hogy a legkisebb nyereséget adó részhalmazok mindhárom évzsakban többékevésbé ugyanahhoz a Péczely-féle típushoz tartoznak. Négy olyan típus van, amelynek részhalmazaiban az információ-nyereség mindhárom évszakban az utolsó öt hely valamelyikén található: az A, An, CMw és mCw helyzetek, ezek

közül az An-helyzet tavaszi részhalmazának entrópiája még növekedett is a teljes populáció entrópiájához képest, azaz az információ-nyereség (ΔE) csekély negatív értékű.

A legnagyobb információ-nyereséget illetően közös vonás, hogy a C-helyzetekben a nyereség valamennyi évszakban a legnagyobbak közé tartozik a részhalmazok között, ősszel és télen pedig a hőmérsékletet tekintve, kiugróan nagy értékkel az első helyen áll. A C-típusok halmazainak csekély számossága miatt ugyan ezeknek a nagy értékeknek realitása megnyugtató módon nem ítélhető meg, ismervén azonban e típus klimatológiai jellemzőit, nem valószínű hogy nagyobb esetszám feldolgozásakor lényegesen különböző Shannon-entrópiát kapnánk.

A *tavaszi* populációt jellemzi az, hogy nagy információ-nyereségek főleg *anticiklonális helyzetekben* mutatkoznak — kivéve természetesen az éppen legkisebb nyereséget mutató A- és An-helyzeteket. Az As-helyzetben az entrópia csökkenése még a C-helyzet hasonló értékénél is nagyobb.

Az *őszi* populációban a C-helyzet után a legnagyobb információ-nyereséget az *északi irányítású helyzetek* halmazai adják, nagyság szerinti sorrendben: az mCc-, CMc- és AB-helyzetek. Utánuk viszonylag csekély különbséggel a nyugati irányítású helyzetek következnek.

A *téli* évszakban is viszonylag nagy, és értékük szerint csaknem egyenlő információ-nyereséggel számolhatunk a három *északi irányítású helyzet* részhalmazaiban: a ΔE nagyság szerinti sorrendjében a 4—6. helyet foglalják el. A sorrendben őket megelőző három halmaz típusai viszont nem alkotnak egységes csoportot. A C-helyzet után *a legnagyobb információ-nyereséget a nyugati irányítású ciklonális cZ-helyzet* részhalmaza hozza. Ezt követi a keleti irányítású *AF-helyzet*, majd a nyugati irányítású anticiklonális *Aw-helyzet*.

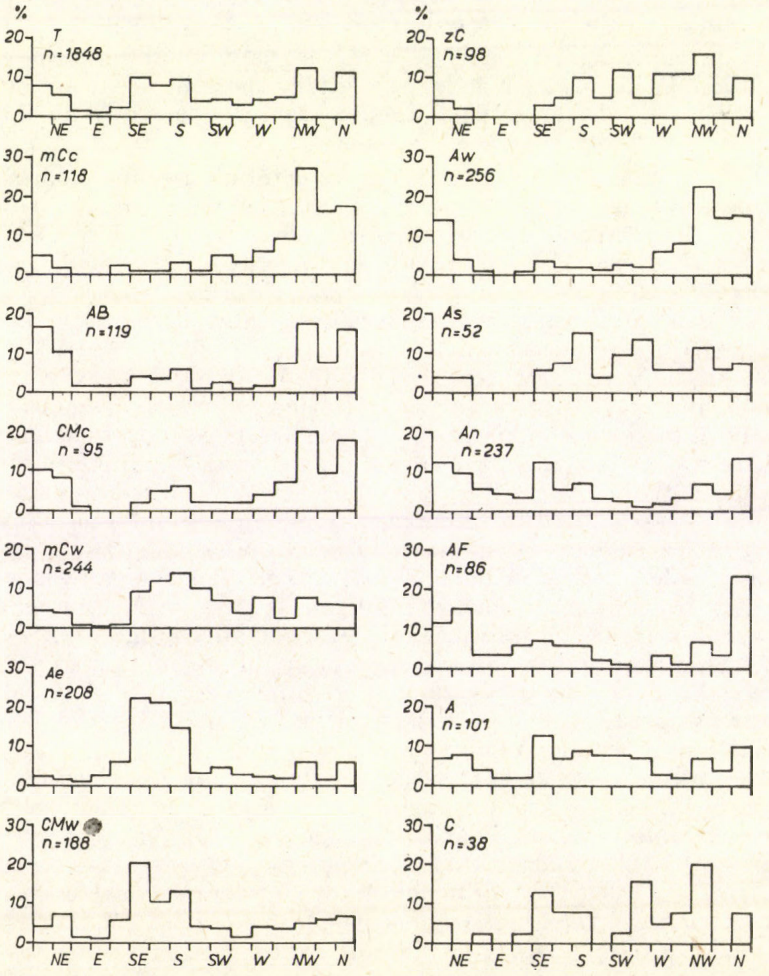
Az A, An, mCw és CMw részhalmazok közül, amelyek az év nagy részében a legkisebb információ-nyereséget szolgáltatják, a nyári évszakban egyedül a CMw-helyzet tartozik a legkisebb entrópia-csökkenést mutató halmazok közé. Ugyanakkor a CMw-halmaz ΔE értéke a négy évszak közül éppen a nyári évszakban a legnagyobb. Az említett négy típus közül az mCw-helyzet részhalmaza nyáron a 13 részhalmaz közül csaknem a legnagyobb információ-nyereséget adja; egyedül az Ae-helyzet halmazának entrópia-csökkenése előzi meg, míg ugyanez az Ae-helyzet télen a legkisebb ΔE értéket szolgáltatja a fentebb említett négy típus halmazai mellett. Nyáron az A és az An típusok halmazai sem tartoznak a legkisebb információ-nyereséget adó halmazok közé. Ugyanakkor az A és az An típusok halmazai a legnagyobb bizonytalanság-csökkenést a négy évszak közül a nyári évszakban eredményezik.

A bizonytalanság-csökkenés részhalmazok szerint és évszakonként különböző eloszlása nyilvánvalóan kapcsolatban van a részhalmazokat meghatározó Péczely-féle makroszinoptikus típusok éghajlati jellemzőivel (*Péczely*, 1961). Az e téren rendelkezésünkre álló adatok nagy segítséget jelentenek az egyes összefüggések földerítésében. Például az A-helyzet téli és nyári halmazaiban számítható entrópia-csökkenés különbözősége részben a derült és borult napoknak e helyzetben télen és nyáron mutatkozó gyakoriságával magyarázható. mégis az információ-nyereség részhalmazonkénti eloszlásának csak valamennyire is részletes oknyomozását az idézett munka sem teszi lehetővé.

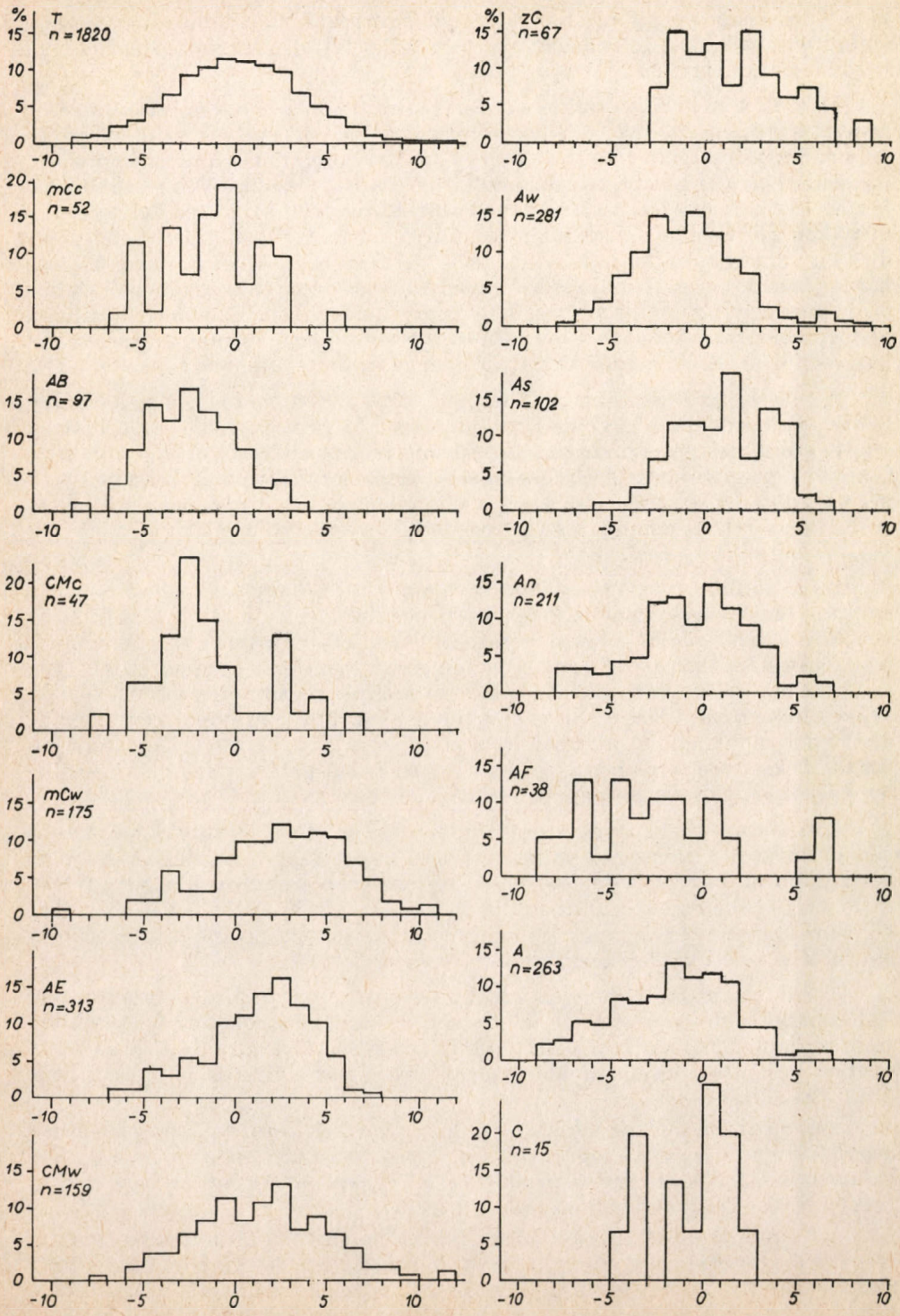
A tavaszi és az őszi évszak napi maximális széllökései irányainak makroszinoptikus helyzetek szerint rendezett gyakoriságai eloszlásait a *4.* és *5. ábra* tünteti fel hisztogram formájában. A teljes populációk és részhalmazaik entrópiáit (E_T, ill. E_i), valamint a részhalmazok entrópiáinak az alapsokaság entró-

piájában, mint egységben kifejezett értékeit (E_1/E_T) az I. táblázat, a teljes populációk és részhalmazaik entrópiáinak különbségeit pedig a II. táblázat mutatja be. Ugyanezen táblázatban a részhalmazok entrópia-csökkenésének átlagát, valamint az esetszám szerint súlyozott átlagát is feltüntettük.

Megállapítható, hogy a részhalmazok képzésével kapott entrópia-csökkenés a részhalmazok súlyozott átlaga szerint télen (0,425 bit) és ősszel (0,417 bit) a legnagyobb s a két évszakban csaknem egyenlő. Az információ-nyereség tavaszi és nyári értékei (0,292, ill. 0,312 bit) egy-két tized bittel kisebbek, és az őszi-téli értékekhez hasonlóan csekély mértékben különböznek egymástól. A szélirányok részhalmazaiban a súlyozott átlagok szerint elért információnyereség tavasszal, ősszel és télen nagyobb, mint a napi középhőmérsékletek részhalmazaiban elért nyereség, nyáron viszont a hőmérséklet részhalmazaira



4. ábra: A napi maximális széllökések irányának relatív gyakorisági eloszlása a teljes populációban (T) és az egyes Péczely-típusokban, tavasszal — *Fig. 4. The distribution fo relative frequencies of direction of daily wind gusts in the complete population* (T) *and in different Péczely-types, in spring*



5. ábra: Ugyanaz, mint a 4. ábra, ősszel — *Fig. 4. The same as Fig 4., in autumn*

kapott nyereség a nagyobb, bár csak csekély értékkel (0,022 bit), míg ősszel a szélirányokra kapott információ-nyereség 0,129 bittel nagyobb a hőmérséklet hasonló paraméterénél.

Miként a napi hőmérsékletek részhalmazaiban, a maximális széllökések irányai részhalmazainak információ-nyereségeiben is mutatkoznak bizonyos jellemző sajátosságok. Ugyanaz a négy makroszinoptikus típus, amely a hőmérsékletben a legkisebb entrópia-csökkenést adta, a szélirányok részhalmazai között is a ΔE nagysága szerint rendezett sorrendben az utolsó helyek valamelyikén áll. Ezek a típusok az mCw, CMw, An és A. Közülük az A-helyzetet illetően nem is beszélhetünk információ-nyereségről, csak télen, mivel a többi három évszakban az A-helyzet halmazaiban az entrópia, ha csekély mértékben is, de még nagyobb, mint az évszak teljes populációjában. Ez könnyen érthető, ha meggondoljuk, hogy az A-helyzetben egy anticiklon centrum helyezkedik el hazánk fölött, ezért a szél általában gyenge, iránya pedig változó.

A másik centrális típus a C-helyzet, azaz ciklon centrum Magyarország fölött. Mint azt korábbi vizsgálatok kimutatták (*Péczely*, 1957), az A-helyzet relatív szélsebessége az ország 28 állomásán kivétel nélkül egynél kisebb, míg a C-helyzetekben a relatív szélsebesség az állomások túlnyomó többségében egynél nagyobb. (A relatív szélsebesség a részhalmazra és a teljes populációra kapott átlagos sebesség hányadosa.) Szegeden A-helyzetben a relatív szélsebesség 0,41, C-helyzetben 1,45.

Ez a körülmény magyarázatul szolgálhat arra, hogy a C-helyzetekben a szélirányok lényegesen nagyobb rendezettséget mutatnak, mint az A-helyzetekben. Sőt, a többi részhalmazzal összehasonlítva, a C-helyzetre kapott entrópia-csökkenés (II. táblázat ΔE értékei) valamennyi évszakban igen jelentős: 0,492 és 0,699 bit között változik. Az uralkodó szélirány többnyire a NW, WNW, WSW illetve a SE, SSW és S. Az előbbi három szélirány megfelel a ciklon hát-, illetve déli oldalának, az utóbbi három pedig leginkább a ciklon előoldalára jellemző. Tekintettel arra hogy Szeged az ország déli határán fekszik, a szélirnyok ilyetén gyakorisága szinoptikailag jól értelmezhető a C-helyzetekben.

A szélirányok legnagyobb fokú rendeződése az *északi irányítású* helyzetekben mutatkozik: tavasszal az mCc-, ősszel pedig kiugró mértékben az AB-helyzetekben. Az mCc-helyzetekben a leggyakoribb szélirányok a NW, NNW és N. Az AB-helyzetekben az uralkodó szélirány a N, NNW, NW és NNE. Ugyanakkor ezekben a makroszinoptikus helyzetekben csaknem teljesen hiányoznak a keleti és déli szektorhoz tartozó szélirányok.

A *déli irányítású* helyzetek közül az Ae-típusban találjuk a szélirányok leghatározottabb rendeződését, különösen az őszi hónapokban. Az uralkodó szélirány a 313 őszi esetben a SE (29,1%) és a SSE (27,2%), míg a tavaszi 208 esetben valamivel kisebb gyakorisággal ugyancsak a SE (22,6%) és a SSE (21,2%) szélirány dominál.

A *nyugati irányítású* makroszinoptikus helyzetek közül az Aw-típus mutat nagyfokú rendeződést a szélirányokban. Tavasszal a 256 esetet számláló részhalmazban a NW szélirány az uralkodó (22,7%), míg a 281 őszi esetben ugyancsak a NW a leggyakoribb szélirány (24,9%).

A *keleti irányítású* típusok között az AF-helyzetben a szélirányok rendezettsége lényegesen nagyobb, mint az An-helyzetekben. Az AF-típushoz tartozó részhalmazok uralkodó széliránya tavasszal a N és NE (23,2%, ill. 15,1%), ősszel a N és NNE (mindkettő 20,4% relatív gyakorisággal).

Következtetések

A Magyarország-központú Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek valamennyi évszakban kisebb-nagyobb mértékben hozzájárulnak a napi hőmérsékletek és szélirányok rendeződéséhez. Ezt igazolja a szegedi meteorológiai állomás mérésadataira elvégzett és immár két tanulmányunkban összefoglalt vizsgálat is. Az említett időjárási adatok statisztikai entrópiája az éghajlati mintavételével összehasonlítva a makroszinoptikus helyzetekben csökken. A csökkenés súlyozott átlaga a hőmérséklet esetében 0,261 és 0,288 bit, a szélirány esetében 0,292 és 0,417 bit között változik. Mivel a statisztikai entrópia a bizonytalanság mértékéül is szolgál, a makroszinoptikus helyzetek figyelembevételével az időjárási elemekre adott becslésünk bizonytalansága is csökkenthető. A statisztikai entrópia és a szórás között szoros kapcsolatot mutattunk ki.

IRODALOM

Koppány, Gy. és *Kiss, Á.*, 1985: A hőmérséklet és a szélirány változékonysága Szegeden a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás 89*, 269–277.

Péczely, Gy., 1957: Áramlási viszonyok Magyarországon különböző makroszinoptikus helyzetekben. *Időjárás 61*, 408–419.

Péczely, Gy., 1961: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. *Az OMI Kisebb Kiadványai*, 32. sz.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 1. szám, 1987. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 1. Jan. – Feb. 1987. Budapest

A meteorológiai elemek évi menetének felhasználása a globális klímaváltozás regionális sajátosságainak becslésére

MIKA JÁNOS, *Központi Légkörfizikai Intézet, H-1675 Budapest, Pf. 39.*

Application of the annual cycle of meteorological elements to estimate the regional properties of global climate change. The annual cycle of the meteorological elements derived from climatological monthly mean values is applied as an analogue to climate change caused by the probable intensification of greenhouse effect in the atmosphere. The 22 groups consisted of four different months approximately fulfilling the thermal equilibrium of the atmosphere and the absence of definite direction of ocean-atmosphere heat exchange make the estimation of regional properties in the Carpathian Basin possible in the case of a global climate change as great as ± 2K. The local characteristics of temperature, relative humidity and cloudiness follow the hemispheric changes by a linear law in a good approximation. The zonal changes of temperature in the whole hemisphere and that of cloudiness on the high and tropical latitudes show a linear dependence on hemispheric mean temperature with a positive sign in the regression coefficients. Although between the 30° and 40° latitudes an increase in the mean hemispheric temperature corresponds to a decrease in cloudiness. By our method the precipitation in the Carpathian Basin follows a special function with more possible values as the mean hemispheric temperature changes. This more than one modal behaviour of the precipitation is confirmed by the frequency histogram of the real yearly means of precipitation.

⁎

A meteorológiai elemek évi menetének felhasználása a globális klímaváltozás regionális sajátosságainak becslésére. A dolgozatban a meteorológiai elemek havi átlagaiban megmutatkozó évi menetet alkalmazzuk a légkör üvegház-hatásának várható erősödésével összefüggő globális klímaváltozás analógjaként. A légkör termikus egyensúlyát és az óceán-légkör kölcsönhatás hiányát feltételező 22 hónap-négyes hemiszférikus átlaghőmérséklete a változások ±2 fokos tartományán teszi lehetővé a Kárpát-medencében megjelenő sajátosságok becslését. A hőmérséklet, a relatív nedvesség és a felhőzet lokális jellemzői jó közelítéssel lineárisan követik a hemiszférikus változásokat. A hőmérséklet zonális átlagai a teljes északi féltekén, a felhőzeté a magas és a trópusi szélességeken pozitív előjellel lineárisan követik a hemiszférikus átlaghőmérséklet változásait, a 30. és 40. szélesség között ugyanakkor növekvő hőmérséklethez a felhőzet csökkenése tartozik. A Kárpát-medence csapadéka a választott módszerrel sajátos többértékű függvényként követi a hemiszférikus átlaghőmérséklet változásait. A csapadék e több-módusú viselkedését a tényleges évi csapadékösszegek gyakorisági eloszlása is megerősíti.

⁎

Bevezetés. A Föld éghajlatának antropogén módosulása egyre időszerűbb tudományos probléma. Homogén mérési sorozatokkal igazolt tény, hogy a légkör szén-dioxid tartalma 1958 óta folyamatosan nő. Egyedi koncentráció mérések, ipari szén-kibocsátási adatok és a bioszféra ritkulása alapján egybehangzó szakértői vélemény, hogy a levegő CO_2-tartalma az ipari forradalom előtt 260 – 280 ppm volt, szemben a rendszeres mérések megindulásakor jellemző 315, illetve az 1980-as évek elején elért 340 ppm koncentrációval. Nagyszámú modellkísérlet, paleoklimatológiai rekonstrukció és más empirikus

megfontolások alapján igen valószínű, hogy a CO_2-koncentráció megduplázódása esetén a Föld egyensúlyi átlaghőmérséklete 2–4 fokkal emelkedne. Vitatott, hogy milyen ütemű lesz a koncentráció emelkedése, pontosan mekkora az egyes koncentrációkhoz tartozó egyensúlyi hőmérséklet, a világóceán nagy hőkapacitása milyen ütemben késlelteti a melegedést a sugárzási egyensúlyhoz képest, mekkora lesz a többi gáz (CH_4, N_2O, O_3, klór-fluór-karbonok stb.) szerepe az üvegház-hatás erősödésében, várható-e egyirányú változás a légkör aeroszol-tartalmában, és ez milyen irányban és nagyságrendben módosítja a melegedés trendjét stb.

Mindezen problémák ellenére az elmúlt években több kísérlet történt a globális változások regionális sajátosságainak feltárására is. A vizsgálati módszerek három nagy csoportba oszthatók:

– az általános cirkulációs modellek háromdimenziós output-mezőinek elemzése (másodfajú prognózisok);

– paleoklimatológiai rekonstrukció (interglaciális optimumok összevetése a jelen állapottal);

– műszeres idősorokból származtatott adategyüttesek összevetése (legmelegebb, ill. leghidegebb évek, kvázi-egyensúlyi időszakok stb,).

Ha a klímaváltozások regionális előrejelzését kétlépcsős feladatnak tekintjük, ahol az elsőt a globális (hemiszférikus) átlaghőmérséklet – mint legjobban kezelhető változó – időbeli alakulásának az előrejelzése jelenti, akkor a második lépcső az egyes globális átlaghőmérsékletekhez tartozó regionális elemegyüttesek megadása. E lépcsőben a fenti módszerekkel egyelőre csak az egyensúlyi kapcsolatok becslésére van mód, mivel a változások egymásutánjának pontos ismétlődése igen ritka esemény a földtörténetben. A fenti módszerek mellett egy további lehetőség a meteorológiai elemek évi menetének felhasználása, amelynek során azonban az egyensúlyi jelleg biztosítása nem kis gondot okoz, kivált ha több, a jelenlegitől eltérő klímához keresünk analógot. A nem egyensúlyi állapotoknak egyensúlyi analógként történő interpretálása – például *Idso* (1980) munkáiban – az éghajlat globális érzékenységének nagyságrendi alábecslésére vezetett.

1. *Az egyensúlyi hónap-négyesek*

A Föld-légkör rendszer termikus állapotváltozásait a légoszlop hőmérséklet-változásainak arányos voltára tett bizonyos megszorításokkal a

$$q\frac{dT}{dt}=S-L+R \tag{1}$$

egyenlet írja le, ahol q a légkör integrált termikus tehetetlensége, T a 2 méteres szinten mért hőmérséklet, S és L a rendszer rövid-, ill. hosszúhullámú sugárzási mérlege, továbbá R a felszín és a légkör közötti hőcsere. Stacionárius egyensúlyban 1. $dT/dt=0$ és 2. $R=O$, ezért az évi menet egyes szakaszait is e két követelmény szem előtt tartásával kell kiválasztanunk. *Budiko* és *Efimova* (1984) e feladatot úgy oldotta meg, hogy átlagolták a márciusról áprilisra, illetve a szeptemberről októberre végbemenő változásokat. Így meteorológiai elemenként egy-egy számpárt kaptak a globális (hemiszférikus) és a regionális (övezeti átlag) változásokra. Ha biztosak lehetnénk a lokális/regionális meteorológiai elemek és a globális átlaghőmérséklet közötti kapcsolat lineáris voltában, legalább az 1–2 fokos globális

klímaváltozás tartományán belül, akkor e megoldás interpolálás és extrapolálás útján kielégítő is lenne. Mivel azonban e kapcsolatokat *a priori* nem ismerjük, több globális-lokális adatpárra van szükség. Ennek érdekében a hónap-párosok helyett hónap-négyeseket képeztünk. Az első követelményt közelítőleg úgy biztosítottuk, hogy minden évszakból pontosan egy hónapot választottunk. (A $dT/dt = 0$ követelmény szigorúbb betartása – a 4 hónap átlagában értve — nagyon leszűkítette volna a vizsgálható hőmérsékleti tartományt). E 81 db hónap-négyes közül 22 olyan választható ki, amelyre az $R = 0$ követelmény ± 4 W/m^2 hibával teljesül *(I. táblázat)*.

I. TÁBLÁZAT

Az egyensúlyi hónap-négyesek, hemiszférikus átlaghőmérsékleteik és az egyes hónapok felhasználásának száma

XI.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	$T_{(hemiszf.)}$
	+		+					+			+	13,05
+			+				+				+	13,48
	+			+				+			+	13,89
+			+			+				+		14,10
	+		+				+			+		14,10
		+	+					+		+		14,23
+				+			+				+	14,32
		+			+			+			+	14,92
	+		+				+		+			14,93
+			+			+			+			14,94
+				+		+				+		14,94
	+			+			+			+		14,94
		+	+					+	+			15,06
		+		+				+		+		15,07
	+				+	+				+		15,42
+				+		+			+			15,77
	+			+			+		+			15,77
		+		+				+	+			15,90
		+			+		+			+		15,97
	+				+	+			+			16,24
+					+	+			+			16,61
		+			+		+		+			16,80
7	8	7	8	8	6	7	8	7	9	8	5	

A felszín-légkör hőcsere sokévi átlagainak számítása (1) alapján a következőképpen történt:

1. *Crutcher* és *Meserve* nyomán *(Golitsyn,* 1983) a havi középhőmérséklet hemiszférikus sokévi átlagaiból minden hónapra előállítottuk dT/dt közelítő értékeit. A $q = 2{,}5$ W év m^{-2} K^{-2} érték esetén így előáll (1) bal oldala (*Vinnikov* és *Grojszman,* 1981).

2. *Ellis* és *Vonder Haar* adatai nyomán (*Kondratyev,* 1980), valamint *Major* et al. (1982) adataiból minden hónapra előállítottuk S és L sokévi hemiszférikus átlagait.

3. R ezek után az (1) maradéktagjaként állt rendelkezésünkre.*

Az éghajlati elemek évi átlagainak regionális (a Kárpát-medencére vonatkozó) és globális (hemiszférikus) egyensúlyi változásai közötti kapcsolatot a

* Az eredményeket *Pálvölgyi Tamás* bocsátotta rendelkezésemre.

továbbiakban e 22 hónap-négyes segítségével keressük. Minden ilyen hónap-négyest egy-egy egyensúlyi klíma analógjának fogunk fel, minthogy a hemiszférikus átlaghőmérsékletre közelítőleg teljesül az egyensúly 1. és 2. feltétele. A kapcsolat független változója a négy hónap hemiszférikus átlaghőmérséklete, függő változója pedig egy-egy magyarországi állomás valamely éghajlati elemének ugyancsak 4 havi átlaga, minden átlagot sokévi átlagnak értve. A kapcsolatot először az $y = A + BT$ lineáris regresszió alakjában keressük, s mint az alábbiakból kitűnik, ez az egyszerű alak többnyire kielégítően leírja a ± 2 fokos változások tartományát.

II. TÁBLÁZAT

Lineáris kapcsolatok a magyarországi (y) *és a hemiszférikus* (T) *jellemzők között*

$y = A + BT$	Hőmérséklet °C			14h relatív nedv. %			Borultság %			1 – rel.napfénytart. %		
	$\bar{y}$	B	$\pm 2\sigma_B$	$\bar{y}$	B	$\pm 2\sigma_B$	$\bar{y}$	B	$\pm 2\sigma_B$	$\bar{y}$	B	$\pm 2\sigma_B$
429 Magyaróvár	9,7	1,56	±0,03	60	−1,8	±0,3	61	−2,2	±0,8	60	−3,1	±0,7
774 Zalaegerszeg	10,2	1,53	±0,03	62	−1,7	±0,5	58	−2,1	±0,9	62	−2,1	±0,7
195 Esztergom	10,6	1,61	±0,02	57	−2,1	±0,7	54	−2,1	±1,0	59	−3,4	±0,7
404 Kunszentmiklós	10,5	1,65	±0,02	58	−2,5	±0,6	57	−2,2	±1,0	57	−3,4	±0,7
33 Baja	10,8	1,63	±0,03	60	−2,7	±0,7	56	−1,9	±0,9	59	−3,3	±0,8
380 Kompolt	10,1	1,73	±0,04	59	−2,3	±0,7	55	−2,0	±0,9	58	−3,2	±0,7
737 Túrkeve	10,4	1,70	±0,02	58	−2,5	±0,7	54	−2,4	±0,9	56	−3,5	±0,6
654 Szeged	11,3	1,62	±0,03	58	−2,8	±0,5	56	−2,3	±1,0	56	−3,5	±0,6
529 Nyíregyháza	9,7	1,70	±0,04	62	−2,5	±0,6	56	−1,8	±0,9*	58	−3,0	±0,6
Országos átlag (9 áll.)	10,4	1,64	±0,02	59	−2,4	±0,6	56	−2,2	±0,9	58	−3,3	±0,7
Balaton	11,0	1,69	±0,08	62	−1,8	±0,6	60	−2,4	±0,9	58	−3,3	±0,7
r korrelációs együttható	0,994	−0,9996		−0,766	−0,936		−0,649	−0,768		−0,778	−0,923	

A számításokhoz szükséges magyarországi sokévi átlagokat a *Magyarország Éghajlati Atlasza II., Adattár* c. kiadványból vettük. Az ország közel egyenletes, de geográfiai részletekbe nem menő fedése érdekében 9 éghajlati állomást választottunk. Mivel az egyes éghajlati elemek és a hemiszférikus átlag kapcsolatát jellemző regressziós együtthatókban egyértelmű észak-déli, illetve kelet-nyugati irányú eltérés a 9 állomás alapján nem mutatkozott, az eredményeket táblázatosan jelenítjük meg. E táblázatokban szerepel még a 9 állomás alapján képzett országos átlag, valamint a Balaton-környéki állomások átlagolásával előállított balatoni átlag (*Béll* és *Takács*, 1974).

2. *Eredmények*

A *II. táblázat*ban rendre a napi középhőmérséklet, a 14 órai relatív nedvesség, a hagyományos (nappali) borultság és a relatív napfénytartamból számított nappali borultság állomásonkénti átlagértékei, illetve a hemiszférikus hőmérséklet-változással összefüggő megváltozásai szerepelnek a 22 adatpár alapján. A regressziós együttható bizonytalanságát jellemző 2 σ_B érték

* E kapcsolat 1%-os szinten szignifikáns, a többi 0,1%-on is.

96%-os konfidencia-intervallumnak felel meg (*Ezekiel* és *Fox*, 1970). A bemutatott kapcsolatok 0,1%-os szinten szignufikánsak (egyetlen, csillaggal jelölt eset kivételével).

A magyarországi hőmérséklet 1,5 – 1,7-szeresen múlja felül a hemiszférikus átlag változásait. E számérték lényegesen nagyobb, mint a kvázi-egyensúlyi időszakok módszerével nyert korábbi 0,8 – 1,2-szeres becslés (*Boncz* és *Mika*, 1984). Az eltérés okát ez idő szerint nem ismerjük. Az értékek nyugatról keletre és délről észak felé haladva kissé emelkednek.

III. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet és a nappali felhőzet övezetes átlagainak (y) *kapcsolata a hemiszférikus átlag-hőmérséklettel* (T). *(P* (r = 0) *annak valószínűsége, hogy a tényleges korrelációs együttható zérus.)*

$y = A + BT$	*Hőmérséklet °C*								
	90	80	70	60	50	40	30	20	10°N
$\bar{y}$	−19,2	−15,3	−9,0	−0,4	5,7	14,8	21,6	26,0	26,9
B	2,79	2,61	2,49	2,02	1,65	1,16	0,86	0,48	0,09
$2\sigma_B$	0,22	0,19	0,08	0,11	0,05	0,11	0,08	0,12	0,06
r	0,984	0,986	0,997	0,992	0,997	0,974	0,976	0,868	0,494
$P\ (r=0)$	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,05

$y = A + BT$	*Nappali felhőzet* %								
	90 – 80	80 – 70	70 – 60	60 – 50	50 – 40	40 – 30	30 – 20	20 – 10	10 – 0 °N
$\bar{y}$	70,1	69,5	70,1	71,0	64,2	54,2	47,6	53,1	60,2
B	3,36	2,49	1,21	0,30	−0,14	−0,36	0,02	0,84	0,60
$2\sigma_B$	0,52	0,40	0,27	0,28	0,35	0,19	0,12	0,20	0,12
r	0,939	0,937	0,883	0,415	− ,168	− ,617	0,075	0,866	0,903
$P\ (r=0)$	0,001	0,001	0,001	0,05	*	0,01	*	0,001	0,001

* Nincs szignifikáns lineáris kapcsolat

A relatív nedvesség 14 órai értékei egyfokos hemiszférikus melegedés esetén 1,7 – 2,8 százalékkal csökkennek. A csökkenés nyugatról keletre, illetve északról délre haladva erősödő tendenciájú, bár az eltérések alig nagyobbak a becslés 2 σ_B hibájánál.

Érdekes képet mutat a nappali borultság kapcsolata a hemiszférikus átlaghőmérséklettel. A hagyományos vizuális felhőmegfigyelés esetén egy fok melegedéshez csupán 1,8 – 2,4 százalékos felhőzetcsökkenés tartozik, míg a relatív napfénytartam alapján egyetlen állomás alacsony értékét (Zalaegerszeg: —2,1%/fok) nem tekintve három százalékot meghaladó értékhez jutunk. Az eltérés oka megítélésünk szerint a vizuális megfigyelés átlaghoz húzó jellege, ezért lokális visszacsatolásként inkább a relatív napfénytartamból származó értéket fogadjuk el.

A *III. táblázat*ban a hőmérséklet és a nappali (vizuálisan megfigyelt) felhőzet zonális átlagértékei hemiszférikus átlaghőmérséklettől számított függésének a jellemzőit tüntettük fel *Hanevszkaja* (1968), ill. *Berljand* és *Sztrokina* (1980) sokévi átlagadatai alapján. A hőmérséklet a pólusok közelében csaknem 3 fokkal változik a hemiszférikus átlag egyfokos változására, míg a 40. szélességtől délre a változás egy foknál kisebb. Az érzékenység e jellegzetes meridionális eloszlása jól ismert a különböző empirikus- és modellvizsgálatokból. (pl. *Mika* 1983). E táblázat 40. és 50. szélességhez tartozó értékeit összevetve a hazánkat jellemző számokkal, megállapíthatjuk hogy a Kárpát-medence e szempontból nem kivételes helyzetű.

Az övezetes átlagfelhőzet és a hemiszférikus hőmérséklet kapcsolata már nem ilyen egyértelmű. Globális felmelegedéssel az övezetek északra tolódása, a párolgás növekedése, a telítési gőznyomás emelkedése, a zonális cirkuláció gyengülése jár együtt, s módosul a kelet-nyugati átvitel meridionális zavarainak gyakorisága, helye és intenzitása is. E hatások a 22 adatpár tanúsága szerint az egyes szélességeken eltérő mértékben és előjellel módosítják a felhőzetet. Az északi sarktól a 60. szélességig, valamint a 20. szélességtől az Egyenlítőig a hőmérséklet emelkedésével szignifikánsan nő a felhőzet

IV. TÁBLÁZAT

A magyarországi csapadék (y) *és a hemiszférikus átlaghőmérséklet* (T) *lineáris kapcsolatának jellemzői*

$y = A + BT$ Csapadék mm

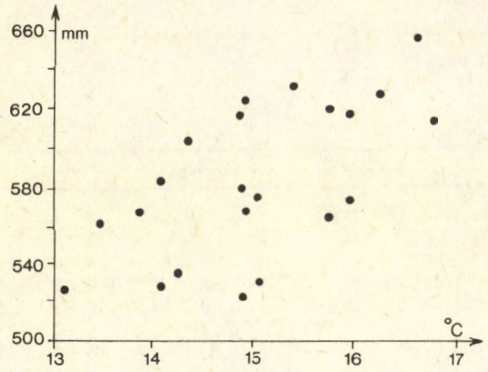
	$\bar{y}$	$B \pm 2\sigma_B$	r	$P(r=0)$	$\frac{B \pm 2\sigma_B}{\bar{y}} \times 10^{-1}$
429 Magyaróvár	589	24±12	0,651	0,01	4±2
774 Zalaegerszeg	744	39±10	0,849	0,001	5±1
195 Esztergom	550	25±11	0,686	0,001	5±2
404 Kunszentmiklós	543	21±14	0,523	0,05	4±3
33 Baja	593	23±18	0,479	0,05	4±3
380 Kompolt	534	17±17	0,380	0,10	3±3
737 Túrkeve	525	26±16	0,580	0,01	5±3
654 Szeged	567	26±17	0,556	0,01	5±3
529 Nyíregyháza	577	24±13	0,605	0,01	4±2
Országos átlag (9 áll.)	582	25±13	0,626	0,01	4±2
Balaton	689	31±22	0,518	0,05	4±3

(nappali) mennyisége. A 40. és 30. szélesség között a kapcsolat ellentétes, míg az átmeneti övezetekben szignifikáns lineáris kapcsolat e módszerrel nem mutatható ki. A Kárpát-medencére kapott szignifikáns negatív kapcsolatot tehát feltehetően nem kizárólag az övezetek északra tolódása okozza, hanem ebben a meridionális zavarok áthelyeződése és intenzitás-változása is lényeges szerephez jut.

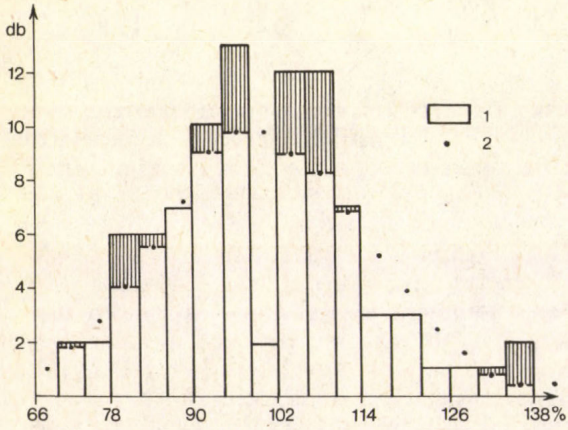
A magyarországi csapadék és a hemiszférikus átlaghőmérséklet kapcsolatának statisztikai jellemzői a *IV. táblázat*ban szerepelnek. A lineáris kapcsolatok Kompolt kivételével minden állomáson legalább 5%-os szinten szignifikánsak. A regressziós együtthatók 2 σ_B hibája ugyanakkor meglehetősen nagy, így a csapadékváltozás területi eloszlását figyelmen kívül hagyjuk. Mivel az egyes állomások évi átlagos csapadékában is vannak eltérések, a IV. táblázat utolsó oszlopában az egy fokos hőmérsékletváltozásnak tulajdonítható százalékos csapadékváltozást is feltüntettük. Ezen értékek, a valószínű hibát is számításba véve, 0–8 százalékos növekedést jelentenek.

A 22 adatpár szóródása a regressziós egyenes körül állomásonként eltérő képet mutat. A helyi hatások kiküszöbölését célzó országos átlag (a 9 állomásból) és a hemiszférikus átlaghőmérséklet kapcsolata viszont igen érdekesen alakul *(1. ábra)*. A szemmel is felismerhető lineáris emelkedés mellett a ±1 fokos tartományon belül egy ellipszis és egy szűk belső tartomány látszik kirajzolódni, míg e két tartomány közé nem esik egyetlen pont sem. Az ellipszisen kívüli (tehát a ±1 foknál nagyobb eltéréshez tartozó) pontok ugyancsak nem illeszkednek szorosan az egyenesre. Az adatpárokat az Y-tengelyre vetítve három, ugyancsak jól elkülönülő tartomány figyelhető meg, vagyis az egyensúlyi hónap-négyesekből bizonyos csapadékösszeg-tartományok nem állnak elő (azaz léteznek kitüntetett, ill. tiltott sávok).

A 22 egyensúlyi hónap-négyes alkalmazása bizonyos fokig önkényes, azoknak a tényleges egyensúlyi klímaváltozással történő azonosítása a fizikai dedukció fonalán nem bizonyítható. Más szóval e hónap-négyesek olyan modellek, amelyek bizonyos követelmények szerint megfelelnek ugyan az egyensúlyi klímaváltozásoknak, de ebből még teljes értékű megfelelésük nem következik. A csapadék-hőmérséklet kapcsolat többértékűségét ezért más úton is bizonyítani kell, s az teljes biztonsággal csak akkor lesz elfogadható, ha felismerjük és megértjük a jelenséget előidéző okokat.



1. ábra: Az országos csapadékátlag és a hemiszférikus átlaghőmérséklet kapcsolata

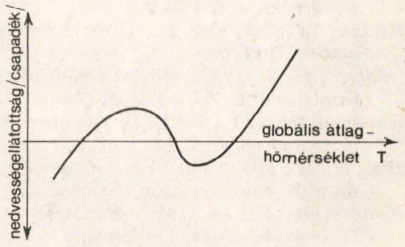


2. ábra: A csapadék országos átlagának gyakorisági eloszlása 1881 és 1970 között; 1 — empirikus gyakoriság, 2 — normális eloszlás

A tapasztalt többértékű kapcsolat empirikus igazolására elkészítettük a *Magyarország Éghajlati Atlaszában* található 8 homogén csapadék idősorból (Budapest, Debrecen, Kalocsa, Keszthely, Magyaróvár, Nyíregyháza, Szeged és Szombathely adataiból) számított országos átlag évi csapadékösszegeinek a gyakorisági eloszlását 1881-től 1970-ig (kiegészítve). A *2. ábrán* bemutatott eloszlás közelítően normális, ám jól elkülönülő tartományokon ennél magasabb, másokon pedig alacsonyabb gyakorisági értékek adódnak. Különösen feltűnő az éppen az átlagnak (620 mmév^{-1}) megfelelő értékek csekély gyakorisága. Az *1.* ábra három kitüntetett sávjának a *2.* ábrán közel azonos csapadékösszegű tartományok felelnek meg. Amennyiben a csapadékeloszlás több módusú diszkrét jellege valóban létezik, akkor az az általános légkörzés planetáris léptékű képződményeivel lehet kapcsolatos, míg a normális el-

oszláshoz való közelítésben bizonyára a szinoptikus és szubszinoptikus skálán megjelenő, a planetáris léptékhez képest véletlen jellegű objektumok játszanak szerepet.

A mérsékeltövi regionális csapadékösszegek és a globális átlaghőmérséklet kapcsolatát az empirikus és a modell-vizsgálatok eddig még nem tudták kielégítően feltérképezni. A legáltalánosabb, fizikailag is interpretált elmélet *Drozdov* (1981) nevéhez fűződik, aki néhány paleoklímatológiai kor pontpárjaira a *3. ábrán* látható és a jellemzően kontinentális területekre érvényes



3. ábra: A mérsékeltövi kontinensek nedvességellátottsága a globális átlaghőmérséklet függvényében, *Drozdov* (1981) nyomán

harmadfokú polinom jellegű görbét illesztette. *Drozdov* szerint a görbe meredekségének előjel-váltásai rendre az óceáni párolgás erősödése, a zonális cirkuláció gyengülése és a légkör vertikális labilizálódása túlsúlyba jutásának felelnek meg. Amennyiben azonban igaz, hogy a csapadék és a hőmérséklet kapcsolata nem egyértékű, úgy az egyes regionális paleoklímák csupán a lehetséges állapotok egyikét reprezentálják, s ezért a folytonos vonallal történő összekötésükből adódó kép a legkevésbé sem fogadható el, mint egy jövőbeni globális felmelegedés *egyetlen* lehetséges következménye.

3. *Diszkusszió*

E dolgozat az évi menet egyik lehetséges felhasználását mutatja be egy valószínű globális felmelegedés egyensúlyi analógjaként. Az analógia az idealizált egyensúlyban is csak akkor megfelelő, ha a regionális klímaváltozásokat egyetlen globális paraméter — nevezetesen a hemiszférikus átlaghőmérséklet — lényegében meghatározza, feltételezve a többi hatótényező egyensúlyi igazodását. Nem egyensúlyi változások esetére e számítások valószínűleg nem vonatkoztathatók, mert a tényleges klímaváltozás során egymástól — az egyensúly szabályozó, összerendező szerepének hiányában — legalább részben független egyéb változók (pl. a kontinensek és óceánok hőmérsékletének eltérése) az évi menet során a külső kényszer által kormányzott, a klímaváltozástól biztosan eltérő, kapcsolatban állnak a hemiszférikus átlaghőmérséklettel. A globális klímaváltozás egyensúlyi regionális sajátosságainak vizsgálata a potenciális következmények nagyságrendi értékelésében hasonló szerepű a globális másodfajú éghajlati prognózisokéhoz. Viszonyuk fő jellemzője, hogy a regionális vizsgálatokat egyensúlyi esetben is a globális prognózisok motíválják.

IRODALOM

Béll B. és *Takács L.*, 1974: *A Balaton éghajlata*, OMSZ Hiv. Kiadv. XL. kötet.

Berljand, T. G., i *Sztrokina, L. A.*, 1980: *Globalnoe raszpredelenije obsego kolicsesztva oblakov.* Gidrometeoizdat, Leningrad.

Boncz J. és *Mika J.*, 1984: A hazai növénytermesztés éghajlati feltételeinek alakulása a klímaváltozásokkal összefüggésben. *A légköri erőforrások hasznosítása az energiagazdálkodásban Magyarországon.* OMSZ Hiv. Kiadv., LVII. kötet.

Budiko, M. I. i *Efimova, N. A.*, 1984: Godovoj hod meteorologicseszkih elementov kak model izmenyenyija klimata. *Meteorologia i gidrologija 1*, 5–10.

Drozdov O. A., 1981: Formirovanyie uvlazsnyenyija szusi pri kolebanyijah klimata *Meteorologija i gidrologija 4*, 17–23.

Ezekiel, M. and *Fox, K.*, 1970: *Korreláció és regresszió analizis.* Közgazdasági és Jogi Könyvkiadó, Budapest.

Golitsyn, G. S., 1983: Almost empirical approaches to the problem of climate, its variations and fluctuations. *Advances in Geophysics 25*, 85–115.

Hanevszkaja, I. V., 1968: *Temperaturnüj rezsim szvobodnoj atmoszferü and szevernüm polusarijem.* Gidrometeoizdat, Leningrad.

Idso, S. B., 1980: The climatological significance of a doubling of Earth's atmospheric carbon dioxide concentration. *Science 207*, 1462–1463.

Kondratyev, K. Ja., 1980: *Radiacionnüe faktorü szovremennüh izmenyenyij globalnogo klimata.* Gidrometeoizdat, Leningrad.

Magyarország Éghajlati Atlasza, II., *Adattár* (szerk. Kakas J.) 1967, Akadémiai Kiadó, Budapest.

Major G., Miskolczi F., Putsay M., Rimóczi–Paál A., Takács O., és *Tárkányi Zs.*, 1982: World maps of relative global radiation In: Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. *WMO Technical Note 172*, 1–7.

Mika J., 1983: *Elméleti éghajlattan.* Jegyzet. Tankönyvkiadó, Budapest.

Vinnikov, K. Ja., i *Grojszman, P. Ja.*, 1981: Empiricseszkij analiz vlijanyija CO_2 na szovremennüje izmenyenyija szrednyej godovoj prizemnoj temperaturü vozduha Szevernogo polusarija. *Meteorologia i gidrologija 11*, 30–43.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 1. szám, 1987. január – február
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 1. Jan. – Feb. 1987. Budapest

A talajhőforgalom éghajlati értékei Magyarországon

DÁVID ARANKA, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest, H-1525. Pf. 38.*
POSZA ISTVÁN, *KMI Agrometeorológiai Obszervatóriuma, H-5540, Szarvas*

Climatic values of soil heat balance in Hungary. The climatological data of soil heat balance were prepared to Heat and Water Balance Chart of Hungary using temprerature records of nine meteorological stations for one-meter-soil layer. The territorial distribution of stations was chosen in such a manner that they describe each geographical area of the country and show the properties of the three main types of soil (sandy, friable clay, clayey). The change of soil heat content was computed using the soil heat capacity values which depend on the real water content and change monthly. In this way the typical monthly amounts of soil heat balance depending on precipitation and evaporation system of the geographical area were obtained.

⁎

A talajhőforgalom éghajlati értékei Magyarországon. Magyarország Hő- és Vízháztartási Atlaszához elkészültek a talajhőforgalom klimatológiai adatsorai az 1951 – 1980-as periódusra 9 mérőhely 1 m-es talajrétegének hőmérsékleti adatai alapján. A felhasznált állomások elhelyezkedése olyan, hogy adataik az ország egy-egy tájegységét jellemzik, ugyanakkor a három – fizikai tulajdonságaiban eltérő – talajfajtát (homok-, vályog-, agyagtalajokat) reprezentálják. A talaj hőtartalom-változást a talaj tényleges nedvességtartalmától függő, havonként változó hőkapacitással számították, így megkapták a terület talajára, valamint csapadék- és párolgásviszonyaira jellemző talajhőforgalom havonkénti összegeit.

⁎

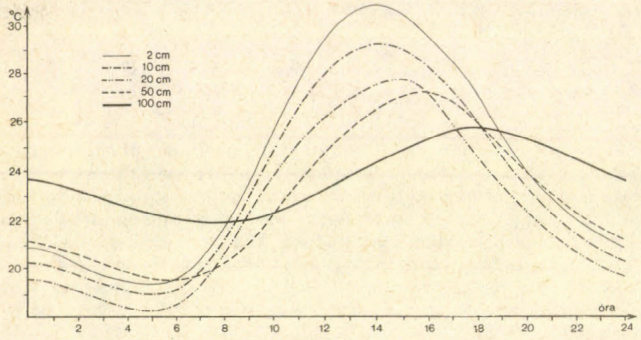
A Napból érkező energiának túlnyomó része a talaj közvetítésével fejti ki hatásait, azaz a talajfelszín az alsóbb talajrétegek és a fölötte lévő levegő állapotát hőgazdálkodási tulajdonságainak megfelelően befolyásolja. A felszínre érkező energia egy része vezetés útján jut a levegőbe és a talaj mélyebb rétegeibe. A levegő azonban sokkal rosszabb hővezető, mint a talaj, ezért a talajfelszín hőkészletéből nagyobb energiamennyiség jut hővezetéssel az alsóbb talajrétegekbe, mint a vele érintkező levegőbe. Ezzel szemben a talajfelszín kisugárzás következtében előálló energiavesztesége teljes egészében a levegő felé irányul.

A talajfelszín hőgazdálkodásában a nap folyamán egy nappali és egy éjszakai szakaszt különböztetünk meg *(1. ábra)*. Nappal a felszín erősen felmelegszik, és az ott elnyelt hőmennyiség jelentős része a mélyebb rétegekbe irányul. Ennek hatására – a talaj hőfizikai tulajdonságaitól függő késéssel – a mélyebb talajrétegek felmelegednek. A felmelegedés mértéke a mélyben kisebb, mint a felszín közelében. Éjszaka fordított a helyzet. A felszín kisugárzással történő lehűlése következtében a hő a mélyebb rétegekből a felszín felé áramlik.

A hőmérséklet napi ingása legnagyobb a felső 20 cm-es talajrétegben. Ennek a szintnek a hőmérsékleti rétegződését mutatjuk be három különböző

mérőhely adatai alapján: Kecskemét homok-, Szarvas anyag- és Keszthely vályogtalajára.

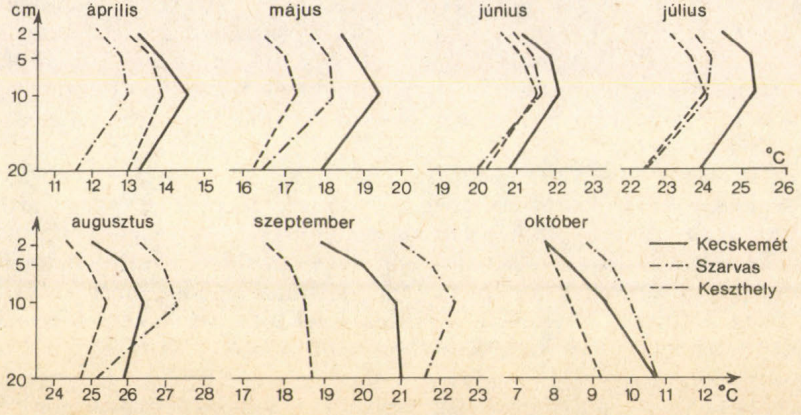
Reggel 7 órakor a hőmérsékleti profil szerint *(2. ábra)* Szarvason és Keszthelyen, ahol a kötöttebb talaj lassabban melegszik fel, a tenyészidőszak valamennyi hónapjában az éjszakai kisugárzás következtében a felső rétegek átlagosan még hidegebbek a mélyebb rétegeknél. A homoktalajok gyors felmelegedését igazolja az, hogy Kecskeméten májustól augusztusig a felső 2 cm-es réteg felmelegedése már reggel 7 óra előtt megindult. A görbék



1. ábra: A talajhőmérséklet átlagos napi menete Keszthelyen, 1981. augusztusban

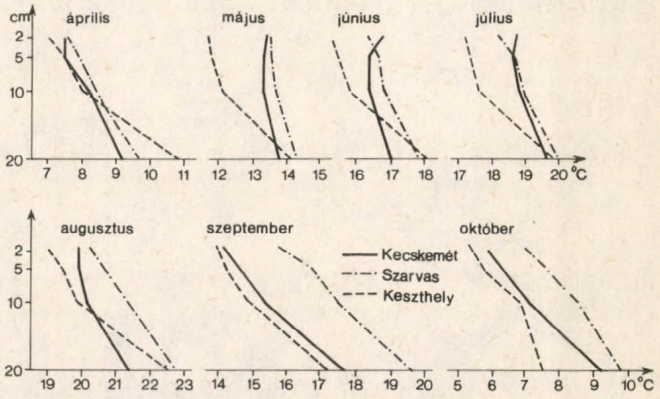
meredeksége az egyes rétegek hőmérséklet-különbségének nagyságát tükrözi. Az esti 19 órás mérések idején *(3. ábra)* áprilistól szeptemberig mindhárom mérőhelyen a felszín hőmérséklete a kisugárzási időszak kezdetén már egy kissé alacsonyabb, ezért a legmelegebb talajréteg az 5 – 10 cm között található. Októberben, amikor a Nap korábban nyugszik és a nappali felmelegedés már kisebb, a talaj hőmérséklete a mélyebb rétegektől a felszín felé csaknem egyenletesen csökken.

Az évi változást tekintve a következőt tapasztaljuk: tavasztól őszig általában a talaj hőbevétele nagyobb, mint a kisugárzás okozta hőveszteség. Ezért ezekben a hónapokban a talaj hőtartalma nő, a hő a mélyebb talajrétegek felé áramlik. A *4. ábrán* a talajhőmérséklet izoplétáit rajzoltuk meg az 1 m-es talajrétegre, szarvasi mérések alapján (1974. tenyészidőszakára).



2. ábra: A felső 20 cm-es réteg 7 órás havi hőmérsékleti profiljai a tenyészidőszakban

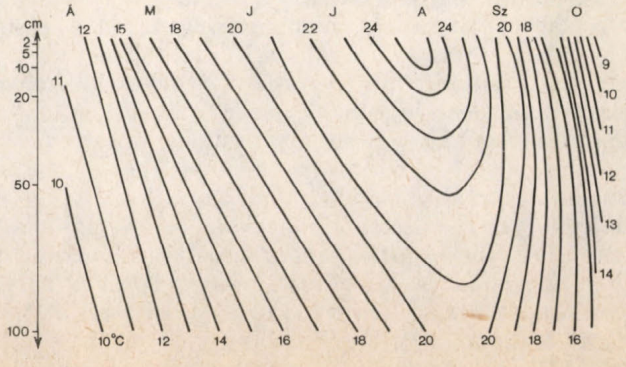
Az izopléták sűrűségének alakulásából jól látható, hogy tavasszal, amikor még a talaj nedvességtartalma nagy, lassabb a felmelegedés, mint a már száraz talaj őszi lehűlése. Tavasszal az izopléták dőlése azt mutatja, hogy a felmelegedés a mélyebb rétegek felé késik, míg ősszel az 1 m-es talajszelvény gyakorlatilag egyszerre, hirtelen hűl le. Áprilistól augusztusig a hőáramlás lefelé irányul. Szeptemberben a felső 2 cm-es talajréteg már erősen lehűl, pótlására az 5 cm-es rétegből megindult a feláramlás, de az alsóbb rétegekben még gyenge lefelé történő áramlás mutatkozik.



3. ábra: A felső 20 cm-es réteg 19 órás havi hőmérsékleti profiljai a tenyészidőszakban

Az *5. ábrán* három különböző talajfajtában és különböző mélységben, azonos esztendőben mért talajhőmérsékletek havi átlagos gradienseit tüntettük fel. Jól látható, hogy legnagyobb a hőmérsékletkülönbség a felszínközeli és a mélyebb rétegek között Kecskemét homoktalaján, és ez a tenyészidőszak valamennyi hónapjában érvényes. A kötöttebb, illetve a nagyobb nedvességtartalmú, hűvösebb talajokon a hőmérsékleti gradiens kisebbnek adódott. A hőbevétel ebben az esztendőben még szeptemberben is nagyobb volt, mint a kisugárzás okozta hőveszteség (Kecskemét).

Az egyes talajok hőgazdálkodását lényegesen befolyásolja a talaj anyagi tulajdonsága és fizikai állapota. Ilyenek: a sugárzáselnyelőképesség, a hővezetőképesség, a fajhő, a hőmérsékletvezetőképesség, a hőkapacitás. Amint a hőmérsékleti rétegződés bemutatásakor láttuk, e talajfizikai jellemzők különbözősége eredményezi azt, hogy az egyes talajfajták ugyanazon hőmennyiség



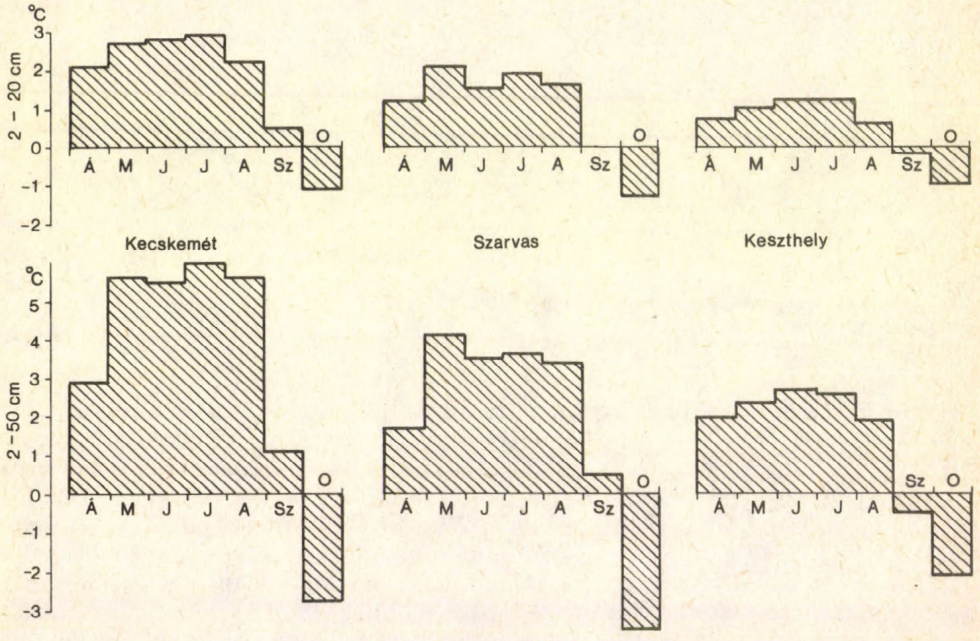
4. ábra: A talajhőmérséklet izoplétái 1974. tenyészidőszakában Szarvason

hatására különböző mértékben melegednek fel, és eltérő a hőtovábbítás sebessége is a mélyebb rétegek felé, vagyis a különböző talajfajtáknak más a hőmérsékleti rendszerük.

A talajhőforgalom (Q_t = az 1 cm² nagyságú talajfelszínen a talajba, vagy a talajból adott idő alatt átáramló hőmennyiség) a hőháztartás

$$R = LP + Q_t + Q_1 \qquad (1)$$

alapegyenletében a többi komponenshez: a sugárzási egyenleghez *(R, a)* párolgásra fordított hőhöz *(LP)* és a levegőhőforgalomhoz (Q_1) viszonyítva



5. ábra: A 2–20 és a 2–50 cm-es talajszintek átlagos hőmérséklet- különbségei (Kecskemét, Szarvas, Keszthely)

meglehetősen kicsi érték. *Posza* (1966) számításai szerint Q_t a globálsugárzásnak mintegy 2–5%-a, a sugárzási egyenlegnek pedig 5–10%-a csupán, évi összege pedig nullával egyenlő, azaz egy év folyamán a talajfelszín ugyanannyi hőt ad le, mint amennyit felvesz. Magyarország Hő- és Vízháztartási Atlaszához a talajhőforgalom klimatológiai adatsorának előállítására azért van mégis szükség, mert egyrészt az egyes időszakokban (tavasszal és ősszel) értéke nem elhanyagolható, másrészt azért is, mert kiszámítása egyszerűbb, mint a levegőhőforgalom kiszámítása, amelyet viszont a hőháztartás alapegyenletéből — a többi tag ismeretében — maradék tagként nyerhetünk.

Hőháztartás kutatásainkban a talajhőforgalom meghatározására, közveten talajhőforgalom mérések hiányában, *Tóth* (1960) a Cejtin és Lajhtman formulájának Ruszin által egyszerűsített változatát alkalmazta, amely szerint a talajhőforgalom jó közelítéssel megegyezik a talaj hőtartalomváltozásával. Ilymódon elegendő ismerni a talaj hőmérsékleti rendszerét és a hőkapacítását a számítások elvégzéséhez.

Konkrét felszínekre végzett számításokon kívül *Posza* (1968) megkísérelte a hálózati talajhőmérsékletmérésekből az 1951 – 1960-as periódus talajhőforgalom értékeinek meghatározását 14 megfigyelőhelyre a tízévi átlagok alapján.

Jelen feldolgozás az 1951 – 1980-as periódus alapján készült, 9 hiánytalan adatsorral rendelkező mérőhely 1 m-es talajrétegének havonkénti adatai alapján. Az állomások elhelyezkedése elég szerencsés ahhoz, hogy az ország egy-egy tájegységét jellemezze, és ugyanakkor a három – fizikai tulajdonságaiban jellegzetesen eltérő – talajfajtát (homok-, vályog-, anyagtalajokat) reprezentálja.

A legnyugatibb állomás Sopronhorpács, amelynek adatai az ország észak-

I. TÁBLÁZAT

Talajhőforgalom, MJ.m^{-2} (1951 – 1980)

Hónap	Homoktalajok				Vályogtalajok				Agyagtalaj
	Homokszentgyörgy	Kecskemét	Nyíregyháza	Kisvárda	Martonvásár	Iregszemcse	Sopronhorpács	Mezőhegyes	Kompolt
Jan.	3,36	2,70	3,74	3,97	3,26	3,60	2,80	4,44	4,26
Feb.	– 2,43	– 3,25	– 1,86	– 1,95	– 3,50	– 3,08	– 2,54	– 2,28	– 3,00
Márc.	– 10,54	– 9,56	– 11,09	– 14,18	– 14,46	– 11,43	– 10,08	– 12,82	– 11,78
Ápr.	– 10,09	– 9,31	– 11,02	– 14,11	– 14,55	– 13,36	– 12,46	– 11,97	– 12,65
Máj.	– 10,06	– 8,79	– 9,59	– 12,36	– 14,02	– 11,22	– 10,97	– 11,95	– 10,85
Jún.	– 8,38	– 5,31	– 4,32	– 6,55	– 8,79	– 8,18	– 8,24	– 7,34	– 7,48
Júl.	– 2,91	– 2,14	– 2,60	– 3,58	– 2,93	– 2,79	– 2,78	– 3,42	– 2,23
Aug.	3,50	2,93	3,87	5,29	5,54	3,48	2,64	3,39	3,16
Szept.	7,50	8,13	9,24	10,96	11,88	9,77	8,10	9,34	8,94
Okt.	12,18	10,47	11,08	14,18	15,30	12,60	11,66	12,78	12,00
Nov.	11,65	10,09	10,08	12,92	15,44	12,54	11,93	12,67	13,20
Dec.	7,14	5,08	5,24	5,88	6,75	6,87	7,48	7,06	7,15

nyugati részén található *vályogtalajok* hőviszonyaira jellemzőek. Martonvásár a Dunántúl északkeleti, Iregszemcse pedig a középső és délkeleti részének vályogtalajait reprezentálja. Mezőhegyes a Tiszántúl déli részén az alföldi vályogtalajok hőviszonyaira nyújt információt.

Homoktalajok tekintetében Homokszentgyörgy a Somogy megyei homokos sávra jellemző, Kecskemét a Duna-Tisza köze homoktalajára, Nyíregyháza és Kisvárda pedig az ország keleti részének homokos területeire szolgáltat adatokat, bár az utóbbi átmenetet képez a határszéli vályog- és agyagtalajok felé.

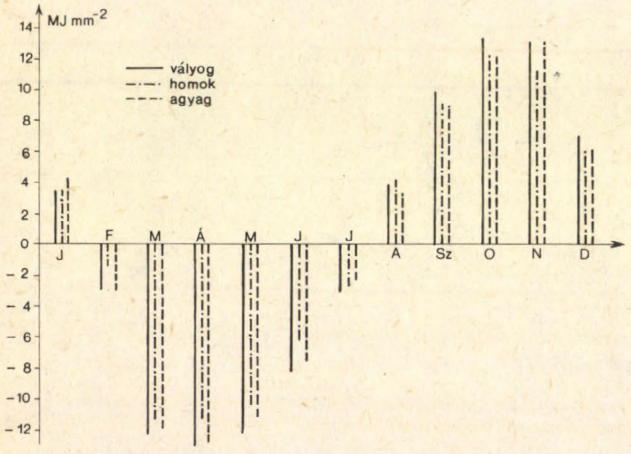
Agyagtalajon folytatott mérések közül egyedül Kompolt adatsorát használhattuk fel, ez jól jellemzi az északi országrész anyagtalajának hőforgalmát, és az itt megismert sajátosságok más országrész hasonló talajára is adaptálhatók.

A számítási módszerünk a következő volt. A fenti harminc év minden hónapjának elsején a reggel 7 órai talajhőmérséklet-értékek alapján az ún. trapéz módszerrel (*Djacskova*, 1964) meghatároztuk az egyméteres talajszelvény átlagos hőmérsékletét. Az 50 és 100 cm-es értéket az elsején mért 14 órai (a korábbi években a 13 órai) adat szolgáltatta. Ezután a következő hónap elsején mért adatok figyelembevételével meghatároztuk a réteg hőmérséklet-

változását a szóbanforgó hónapra. Így a hőmérséklet-változás a ténylegesen mért értékekkel az illető helyre és talajra jellemző volt.

A hőkapacítás meghatározásához a kézikönyvekben szereplő átlagos fajhő és térfogatsúly adatokat használtuk fel, ez utóbbiakat saját méréseink alapján javítottuk. Ilymódon az abszolút száraz talaj hőkapacitása a következőnek adódott:

Talajfajta	*Hőkapacitás* $J.m^{-3}.fok^{-1}$
Homoktalajok	$1{,}4224.10^6$
Vályogtalajok	$1{,}3398.10^6$
Agyagtalajok	$1{,}3816.10^6$



6. ábra: A talajhőforgalom átlagos évi változása a három legfőbb talajfajtán

Minthogy azonban a hőkapacitás a talaj nedvességtartalmától függően változik, ezért az 1 m-es talajréteg havi átlagos nedvességtartalmát *(Zárbok*, 1984) úgy vettük figyelembe, hogy a mindenkori számított nedvességtartalomhoz tartozó vízmennyiség fajhőjét hozzáadtuk az abszolút száraz talaj hőkapacitásához és így megkaptuk a terület talajára és csapadék-párolgás viszonyaira jellemző hőkapacitás értéket. Ezek a különböző nedvességtartalomra vonatkozó hőkapacitás intervallumok a következők:

Talajfajta	*Hőkapacitás-intervallum*, $J.m^{-3}.fok^{-1}$
Homoktalajok	$1{,}7166.10^6 - 2{,}1771.10^6$
Vályogtalajok	$2{,}0097.10^6 - 2{,}8051.10^6$
Agyagtalajok	$2{,}2879.10^6 - 2{,}7214.10^6$

Számításaink eredményeként tehát előállítottuk az 1951 – 1980 közötti 30 év minden egyes hónapjára a talajhőforgalom értékét. Az egyes években a talajhőforgalom havi összegei elég tág határok között ingadoznak, azonban nem haladják meg a 29,3 $MJ.m^{-2}$ (700 $cal.cm^{-2}.hó^{-1}$) értéket sem negatív (a felszíntől a talajba áramlik a hő), sem pozitív (a mélyebb rétegekből a felszín felé áramlik a hő) irányban. Ez körülbelül 12 mm párolgásnak megfelelő hőmennyiség. A talajhőforgalom sokévi átlagos összege nulla, a 30 év esetén az egyes évek 0,837 – 2,93 $MJ.m^{-2}$ (20 – 70 $cal.cm^{-2}.év^{-1}$) összeggel zárultak, ami legfeljebb 1 mm párolgást jelent.

Az egyes mérőhelyekre nyert átlagos havi összegeket az *I. táblázatban* tüntettük fel. Az értékekben az egyes országrészek között nincs nagy eltérés, ezért a felhasznált 9 állomás adataival a talajhőforgalom klimatológiai értékei meglehetősen jól jellemezhetők. A három főbb talajfajtára nyert talajhőforgalom országos átlagainak havonkénti eloszlását mutatjuk be a *6. ábrán.* Az ábra tanúsága szerint 30 év átlagában csak a homoktalajok hőforgalma tér el nagyobb mértékben a másik két talajfajta hőforgalmától. A szélsőértékek – amelyek a szomszédos hónapokból csak kevéssel térnek el – vályogtalajoknál áprilisban és októberben, agyagtalajoknál áprilisban és novemberben, homoktalajoknál márciusban és októberben következnek be.

A talajhőforgalom 30 évi klimatológiai adatsorának előállításával a hőháztartási egyenlet egy újabb tagjának megismerésével, és ezzel az atlasz egy újabb tényezőjének előállításával jutottunk előbbre.

IRODALOM

Djacskova, T. V., 1964: O metodike raszcseta tepla v pocsvu pri iszpolzovanii usztanovki M – 54· *Trudi*, GGO *160*, Leningrad

Posza, I., 1966: Talajhőforgalom. *Beszámolók 1965* OMSZ Hiv. kiadv. XXIX., II. rész, 40 – 46.

Posza, I., 1968: A talajhőforgalom évi menete Magyarországon. *Beszámolók 1967*, OMSZ Hiv. kiadv. XXXIV. 438 – 441.

Tóth, E., 1960: A talajvezetési tényező meghatározásának módszere és alkalmazása terepen mért adatokra. *Időjárás 64*, 365 – 371.

Zárbok, Zs., 1984: A területi párolgás Magyarországon. *Beszámolók 1981.* 334 – 346.

IRODALOM

BRIMBLECOMBE, P.: Air composition and chemistry *(A levegő összetétele és kémiája).* Cambridge Environmental Chemistry Series. Cambridge University Press, Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney, 1986. IX + 224 oldal, 78 ábra és 37 táblázat.

Az a kérdés, hogy mi a levegő és milyen anyagokból áll, már a görög filozófusokat is foglalkoztatta. Ilyen értelemben, mint a könyv bevezetőjében olvashatjuk, a levegőkémia a kémia legrégibb ága. Ennek ellenére a levegő összetevőinek egyikét – a szén-dioxidot – csupán 1754-ben azonosította Black angol kutató. Majd még a tizennyolcadik században Lavoisier, neves francia kémikus kimutatta, hogy légkörünk 1/5 rész oxigénből és 4/5 rész nitrogénből tevődik össze. A levegő hozzávetőleges összetételét tehát mintegy kétszáz éve ismerjük. Az elmúlt kétszáz évben azonban, kivéve az utóbbi három évtizedet, ezen a területen igen kevés történt. Így a modern levegőkémia létrejötte az ötvenes évek második felére tehető. Az ilyen irányú kutatások történetében mérföldkövet jelentett C. E. Junge 1963-ban megjelent „Atmospheric chemistry and radioactivity" c. könyve (Academic Press, New York és London), amely a további vizsgálatok egyik ösztönzőjévé vált.

Az utóbbi három évtizedben sem tisztázódott azonban pontosan a levegőkémia tárgykörc. Így Junge művében csak az alsó légkör (ez esetben a troposzféra és az alsó sztratoszféra) kémiájával foglalkozik és a közvetlenül szennyezett levegőre csak utalásokat tesz. Ezzel szemben pl. J. Heicklen „Atmospheric chemistry" c. kötete (1976, Academic Press, New York, San Francisco és London) mindkét említett témakört tárgyalja. Brimblecombe a Heicklen-féle utat követi és könyve a légszennyeződés hatásaitól a bolygók légkörének keletkezéséig és fejlődéséig minden kérdést felölel. Ez természetesen gondolatmenete folytonosságát időnként megszakítja. Az egységességet biztosítja azonban az érthető, világos és egyszerű stílus, amely minden fejezetnek sajátja.

A könyv elsősorban egyetemi hallgatók számára készült. E sorok írójának véleménye szerint igen nagy hozzáértéssel. A kilenc fejezet mindegyikét ajánlott irodalomként néhány fontosabb publikáció felsorolása zárja. Ezekre a szövegben nem okvetlenül hivatkozik a szerző. A hivatkozott irodalom a könyv végén külön jegyzékben található meg. Ez utóbbi hatvan, lényegében jól összeválogatott tanulmányt, illetve könyvet tartalmaz. Az egyetemi jegyzetek (jó vagy rossz?) szokásainak megfelelően Brimblecombe néhány olyan munkát is idéz, sokszor a kutató nevének említésével, amelyeket egyik jegyzetében sem sorol fel. Ebbe a kategóriába tartozik az egyetlen említett magyar eredmény, nevezetesen annak kimutatása, hogy Európában a csapadékvízben számos komponens koncentrációjának tavasszal van a maximuma.

Az egyszerűség mellett a kötet erényei közé sorolható a korszerűség is. Szerző a legfontosabb kutatásokat egészen 1985-ig nyomon követi. A fentieket figyelembe véve jelen könyv mindazoknak ajánlható, akik a levegőkémia céljaival és eredményeivel viszonylag kis befektetéssel kívánnak megismerkedni. Így Brimblecombe műve különösen az egyetemi oktatásnak lehet nagyszerű segédeszköze.

Mészáros Ernő

Glaciers, ice sheets, and sea level effect of a CO_2-induced climatic change. *(Gleccserek, jégtakarók és tengerszint: a CO_2 által indukált éghajlatváltozás hatása).* Prepared for U. S. Department of Energy. Washington, D. C., September 1985. XV + 348 oldal, 132 ábra, 22 táblázat, tárgymutató, számos hivatkozás.

Ez a kötet az USA energiaügyi minisztériumának megrendelésére készült avégből, hogy összefoglalja a legújabb glaciológiai kutatások eredményeit, és hozzáférhetővé tegye ezeket az érdeklődők széles tábora számára. A kötet összeállítását több bizottság végezte: a szárazföldi jég- és tengerszint kapcsolatával foglalkozó ad hoc bizottság, a glaciológiai bizottság, a sarkkutató bizottság, a fizikai tudományok, matematikai és erőforráskutató bizottság.

A fenti bizottságok az USA energiaügyi minisztériumának CO_2 kutató osztályával együttműködve 1984. szeptember 13 és 15 között Seattle-ben (Washington-állam) tudományos találkozást szerveztek. Az itt elhangzott beszámolók felhasználásával állították össze ezt a kötetet.

A glaciológiai vizsgálatok két kérdésre keresnek választ: 1. Milyen mértékben és hogyan befolyásolta a jég olvadása a tengerszint magasságát az elmúlt 100 évben és a legutóbbi években? 2. Milyen lesz a további hatás a legközelebbi 100 évben? E kérdéseket a légkör széndioxid-tartalmának és egyéb üvegházhatást kiváltó gáz-összetevőinek növekedése, valamint az ebből eredő általános fölmelegedés teszi aktuálissá. A századforduló óta végzett mérések szerint a globális tengerszint 1 – 3 mm/év emelkedést mutat, bár az óceánok középső részéről és a déli félgömbről kevés adat áll rendelkezésre. Az óceán felszíni hőmérséklete a századforduló óta 0,6 ±0,3 fokot emelkedett.

A gleccserek és kisebb jégsapkák tömege csökkent az elmúlt 100 év során, kivéve Grönlandot és az Antarktiszt. Az Antarktisz jégtakarójának egyensúlyára vonatkozó becslések bizonytalanok, bár inkább növekedést mutatnak az utóbbi évtizedekben.

A szárazföldi jég éghajlatingadozás-okozta változásának előrejelzéséhez éghajlat-modellekre van szükség. Egyes modellek szerint a CO_2 duplázódása az átlaghőmérséklet 2 – 4 fokos emelkedését vonhatja maga után. A modellekkel történő előrejelzések sok bizonytalanságot hagynak afelől, hogyan változik a hőmérséklet a földrajzi hosszúságok szerint az egyes részterületeken. A kisebb gleccserek teljes elolvadása a számítások szerint a tengerszint 0,3 – 0,6 méteres emelkedését okozná.

A kötet hat önálló részből és 23 függelékből áll. Az 1. rész a kutatások eredményeiről ad *összefoglalást* (Executive Summary). A 2. rész *a szárazföldi jég és a tengerszint kapcsolatával* foglalkozik. Várható, hogy az üvegházhatást okozó légköri gázok növekedése háromféle módon okozhat tengerszint-emelkedést: 1. A magasabb léghőmérséklet meggyorsítja az olvadást a gleccserek és jégtakarók olvadási területén. 2. A melegedés az olvadási terület kiterjedéséhez vezet, azaz a felhalmozódási és olvadási területet elválasztó egyensúlyi vonal a magasabb szintek felé hátrál. Bár ezt a visszafagyás kompenzálhatja. 3. Az Antarktisz jégtakarója a tengerszintnél alacsonyabb területek felé hátrál, ez a fenékolvadás erősödéséhez vezet.

A 3. és legterjedelmesebb rész *„A tengerszint változásai az utolsó 100 évben"* címet viseli. A tengerszint magasságváltozásai több tényezőre vezethetők vissza: A víz sűrűségének változására, az óceán cirkulációjában vagy össztérfogatában bekövetkezett változásokra, továbbá a termikus kiterjedésre. A tömeg állandósága mellett bekövetkező térfogatváltozásokat *szterikus változásnak* nevezik. Szerepet játszhatnak a tengerszint alakulásában tektonikus és ülepedő folyamatok is. A pleisztocén jégtakaró súlycsökkenése a földfelszín folyamatos mozgását okozza (izosztatikus alkalmazkodás). Mindezen tényezők nehezítik a megfigyelt szintváltozások okainak kiderítését.

A 4. rész *a következő 100 évben várható jég – óceán kölcsönhatások* vizsgálatával foglalkozik, mégpedig az Antarktisz kihagyásával. *Az Antarktisz jégtakarója és az óceán várható kölcsönhatását* az 5. fejezet tárgyalja. Mindkét fejezetben figyelemre méltó számításokat találunk arra az esetre, ha a legközelebbi 100 évben a globális éghajlat melegszik. Az olvadás, felhalmozódás és jégborjazás jelentős változást csupán 1000 éves vagy ennél hosszabb időskálán okozhat. Az Antarktiszra vonatkozó előrejelzések még ennél is lassúbb változásokat ígérnek.

A 6. rész *összefoglalást és ajánlásokat* tartalmaz. A 23 függelék a nemzetközi tudományos tanácskozás meghívott előadóinak beszámolóit foglalja magában.

Bár a szakértői bizottság e kötet összeállításakor konkrét és gyakorlati célok elérésére törekedett, olyan összetett, a földtudományok különböző szakterületeit érintő problémákkal foglalkozik, amelyek éppen ezért egy meteorológus számára érdekes és új ismereteket kínálnak.

Koppány György

KRÓNIKA

METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS NAPOK '86

Az immár hagyományosnak nevezhető meteorológiai tudományos napok előadás-sorozatára 1986-ban november 26–27-én került sor. Az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága és az Országos Meteorológiai Szolgálat közös rendezvényét az MTA székházában tartották meg. A témaválasztást („Mezőgazdaság és Meteorológia") egyrészt az indokolta, hogy az agrometeorológiai kutatások hazánkban az utóbbi 30–35 évben igen dinamikusan fejlődtek, másrészt, hogy az elmúlt 10–12 évben külön hangsúlyt kaptak az alkalmazott kutatások és a minél hatékonyabb szolgáltatások. Külön ki kell hangsúlyozni az élelmiszeripar – elsősorban a konzervipar – számára nyújtott kutatási eredményeket és szolgáltatásokat.

A tudományos napok közel kétnapos ülésszaka keretében 14 előadást hallgathattunk meg, s különösen örvendetes, hogy azok nemcsak agrometeorológus, hanem vezető mezőgazdasági és hidrológiai szakemberek, valamint egyetemi oktatók tollából születtek.

A bevezető előadásban *Cselőtei László* hangsúlyozta, hogy a növény környezetében kimagasló jelentősége van az időjárásnak, amely az edafikus tényezők alakulását és hatását is messzemenően befolyásolja. A mezőgazdasági termelést szervező-irányító agrárszakembereknek munkájuk eredményes ellátásához számos szak-, illetve tudományterület művelőivel kell együttműködniök. Közülük kimagasló a mezőgazdaság időjárási problémáival foglalkozó agrometeorológusok munkája – hangoztatta az előadó. A meteorológia ismerettömege, az ismeretek mélysége, a kísérletek és azok feldolgozásának eszköztára az elmúlt időszakban sokat fejlődött. A mezőgazdaság ezért érdekelt abban, hogy e szaktudomány munkatársaival minél hatékonyabban együttműködjék.

Antal Emánuel előadásában röviden áttekintette a hazai agrometeorológiai kísérletek, megfigyelések és kutatások történetét, értékelve a tapasztalható fejlődést is e téren. Elemezte a mezőgazdasági elvárások fejlődését és differenciálódását az agrometeorológiai szolgáltatásokkal szemben, majd az igények, az anyagi és személyi föltételek mérlegelésével rámutatott a jövőben várható fejlődés főbb irányaira.

Az élelmiszertermelés évtizedünkben jelentős innováción ment keresztül. Mind a belső fogyasztás, mind az export növelése szempontjából nőttek a követelmények, amelyeknek teljesítését a mezőgazdaságtól várják. Az agrometeorológiával szembeni elvárások kettős feladatkörrel határozhatók meg. Egyrészt szükségesek az olyan kutatások, amelyeknek eredményeként a mezőgazdaságot szaktanácsokkal lehet ellátni, hogy hogyan használhatók ki a legjobban az ország éghajlati adottságai a terméshozamok növelésében, másrészt olyan információs rendszer működtetését kell kidolgozni, amelynek birtokában minimálisra csökkenthetők az időjárási károk a termelésben. A jól működő információs rendszer hatékonyabbá teszi a munkaszervezést, és segítséget nyújt abban is, hogy a megtermelt nyersanyagok veszteségmentesen, jó minőségben kerüljenek feldolgozásra. *Kozmáné Tóth Erzsébet* előadása ebben a szellemben tekintette át a hazai agrometeorológiai kutatásokat, amelyek az utóbbi évtizedben az élelmiszertermelést és -feldolgozást is eredményesen segítik.

Szász Gábor beszámolója kiemelte, hogy a távérzékelés olyan eszközöket biztosít az agrometeorológiai kutatók számára, amelynek alkalmazása megtöbbszörözi az eddigi tudományos munka hatékonyságát. A hazánkban kifejlesztett műszer rendszerek lehetővé teszik a különböző természetes felszínek spektrális reflexiójának széles körű megismerését.

Rég ismert törvényszerűség, hogy lehet bármennyi tápanyag is a talajban, ha vízhiány van, a növény a tápanyagokat nem tudja hasznosítani. *Debreczeni Béla* előadásában a víz- és tápanyaggazdálkodás kölcsönhatásait mutatta be. A növény vízfelhasználása a tápanyag-ellátottság mértékétől is függ. A talajok termékenysége a növények természetes és mesterséges víz- és tápanyagellátását, az öntözés és a trágyázás hatását is jelentős mértékben meghatározza. A kísérlet és gyakorlat is azt mutatja, hogy kevésbé termékeny talajon az öntözés hatékonysága általában kisebb, a műtrágyázás hatékonysága viszont nagyobb.

Ugyancsak a tápanyag- és a csapadék-(víz) ellátottsággal foglalkozott *Nagyné Dávid Aranka* beszámolója. Az időjárás által megszabott maximális optimális műtrágya dózis

meghatározásához végzett kísérletek szerint a hőmérséklet és a csapadék befolyásolja a leginkább a műtrágya hasznosulását.

Az átfogó és általános agrometeorológiai kérdéseket tárgyaló előadások mellett speciális agro- és mikrometeorológiai vizsgálatokról is elhangzottak beszámolók. *Justyák János*, tölgyerdőben végzett energiaháztartás mérések eredményeit ismertette. Az erdők energiaháztartásának vizsgálata – ökológiai, talajtani és növénytársulási vizsgálatokkal kiegészítve – végső soron az erdőgazdálkodás számára nélkülözhetetlen. Az előadás szemelvényeket mutatott be a teljes sugárzási egyenleg és összetevőinek évszakos változásairól, valamint az albedó, elnyelt és átbocsátott sugárzás évi menetéről. Képet kaptunk a termikus rétegződés napi menetének, a hőmérsékleti és szélprofiloknak az erdő fenológiai állapotától, az időjárás alakulásától függő változásairól.

Hazánkban a gazdaságos szőlőtermesztést az alsó és felső orográfiai határ szabja meg.

A vegetációs időszakok optimális hőmérséklet- és sugárzás-ellátottsága miatt az alföldi területeken alakulhatnának ki a legjobb termőhelyek, ha a gyakoribb tavaszi-őszi fagyok és a kritikus téli hőmérsékletek nem csökkentenék gyakorta a termés mennyiségét, és nem rontanák a minőséget. A hegy-dombvidéken levő, jó expozíciójú ültetvényekben nagyobb a termelésbiztonság, ami miatt elsősorban ezek az optimálisnak nevezhető termőhelyek. *Csapó Piroska* és *Kozma Ferenc* előadása régebbi és a legújabb agroklimatológiai vizsgálataik ilyen irányú eredményeiből nyújtott szemléltető, értékes áttekintést.

A második napon az előadások sorát *Kovács György* nyitotta meg. Beszámolója a tényleges evapotranspiráció átlagos területi értékének becslési módszerét mutatta be. Azok az összefüggések, amelyek a potenciális evapotranspirációt meteorológiai változók függvényében határozza meg, a keresett értéket általában két tagnak – a radiációs és a ventillációs összetevőnek – az összegeként adják meg. Az utóbbi a szélsebesség és a telítési hiány szorzatával arányos. A megközelítés alapja az a felismerés, hogy a potenciális párolgás lényegesen csökken, amikor a szél felőli területen a tényleges párolgás növekszik. A tényleges párolgás becslésekor nem tekinthetjük a potenciális párolgást független változónak, hanem éppen ellenkezően, értéke függ a szél felőli terület tényleges párolgásától. Így a két változó – tényleges és potenciális párolgás – egymást kiegészítő érték.

A vízgazdálkodás, a melioráció és az agrometeorológia leszűkített körét kölcsönhatásaiban taglalta *Petrasovits Imre* beszámolója. Egy mezőgazdasági terület gyakorlati agroökológiai potenciálját nem a fajta biológiai képessége és nem az alkalmazott termesztéstechnológia színvonala, hanem a termőhelyi adottságok limitálják. A termőhelyi korlátozó tényezők a klíma, talaj- és agro-hidropotenciálok, mint alrendszerek szerepében jelentkezhetnek. Az előadó a vízgazdálkodás és a melioráció szemszögéből a fejlődés és a gyakorlati fejlesztés érdekében az agrometeorológia, mint tudomány és mint szolgáltatás felé számos új kérdést vetett fel, és kérte azok interdiszciplinárisan felhasználható megválaszolását is.

Hazánk területének nagy részén a lehullott csapadék és a talajban tárolt nedvesség az évek többségében nem elégíti ki a növények vízigényét, így szükség van időszakos öntözésre. Az öntözés agrometeorológiai megalapozását célozták azok a szántóföldi kísérletek és kiterjedt meteorológiai mérések, amelyek még az 1960-as években kezdődtek meg Szarvason. *Posza István* bemutatta ezeknek a kísérleteknek és méréseknek az eredményeit, külön kiemelve azokat az egyszerű összefüggéseket, amelyeket a különféle evaportranspiráció számítására munkáltak ki. A kísérleti és szolgáltatási célból készült öntözési tájékoztatók, és az ezek keretében adott információk, a konkrét talaj és gazdasági adottságok figyelembevételével jól hasznosíthatók a mezőgazdasági üzemekben.

Varga-Haszonits Zoltán előadása az időjárásnak a növények életére gyakorolt hatását leíró agrometeorológiai modellek fontosabb típusait és jellemzőit tárgyalta. Példaként az empirikus modellekkel számított sugárzáshasznosulást és vízfelhasználást mutatta be. A fizikai-statisztikai modelleket részletesen taglalta a beszámoló. A dinamikus modellek segítségével a meteorológiai tényezőknek a növényekre gyakorolt hatása szimulálható.

Erdős László és *Lambert Károly* előadásukban a fűszerpaprika terméskomponenseinek előrejelzésére kifejlesztett empirikus-szimulációs modell-kísérleteiket ismertették, egyben e kísérletek sikeres eredményéről számolhattak be. Ámde míg a fűszerpaprika festéktartalmának előrejelzése a hőmérséklet és a fenofázisok megfelelő mutatóival megnyugtató módon megoldható, addig a termésátlag előrejelzési modell kevésbé kiforrott és korlátozottabban használható.

A növény-talaj-időjárás rendszer leírására a legösszetettebb módszer a dinamikus (szimulációs) modell. Külön almodellben kell leírni a talajban és a levegőben lezajló folyamatokat. A modellalkotás kísérleteiről számolt be *Dunkel Zoltán*, *Hunkár Márta* és *Zárbok Zsolt*. Az általuk felépített modell központi része a fotoszintézist és a légzést meghatározó összefüggés. Ebből kiindulva határozható meg a tömeggyarapodás ill. a vegetáció végére várható termés mennyisége.

Antal Emánuel az előadássorozatot befejező zárszavában kiemelte az évről-évre megrendezésre kerülő Meteorológiai Tudományos Napok tudományos és gyakorlati jelentőségét. A nagyszámú hallgatóság és az előadások után elhangzott vita bizonyítja, hogy az ülésszak a várakozásokat kielégítette. Különösen örven-

detesnek mondotta azt, hogy a hallgatóság soraiban szép számban jelen voltak más tudományágak és társintézmények képviselői is.

Az előadások mindenesetre hű képet adtak a hazai agrometeorológiai kutatásokról és a mezőgazdaság igényeit egyre jobban kielégítő agrometeorológiai szolgáltatások egy részéről.

(A fokozott érdeklődésre tekintettel az előadásokat teljes terjedelmükben folyóiratunk következő, összevont kettős számában közöljük. *Szerk.*)

Kozma F.

✳

A WMO EURÓPAI TERÜLETI BIZOTTSÁGÁNAK (RA—VI.) KILENCEDIK ÜLÉSSZAKA

1986. szeptember 8—19 között zajlott le Potsdamban az európai régió legmagasabb szintű meteorológus tanácskozása, az RA—VI. kilencedik ülésszaka. A négyévenként megrendezésre kerülő üléssszakon a régió 36 tagállama közül 31 ország küldöttei voltak jelen, csupán Albánia, Dánia, Libanon, Luxemburg és Málta nem képviseltette magát. Magyar részről *Barát József* az OMSZ elnöke és *Ambrózy Pál* a KMI igazgatója utazott Potsdamba.

A megnyitó ülésen részt vett és felszólalt *H. Reichelt*, az NDK minisztertanácsának elnökhelyettese, G. O. P. *Obasi* a WMO főtitkára, *W. Seidel*, Potsdam polgármestere, *W. Böhme* az NDK Meteorológiai Szolgálatának vezetője és *L. A. Mendes Victor*, az RA—VI. ügyvezető elnöke.

A tárgyalás kezdetben két munkabizottságban folyt, az egyiknek ír, a másiknak bolgár elnöke volt. A munkabizottságokban szerkesztett írásos anyag vitájára és jegyzőkönyvbe vételére plenáris üléseken került sor.

Az ülésszak összesen 27 határozatot hozott, melyek közül hat munkacsoport létrehozásáról, nyolc pedig rapportőr kijelöléséről szól. Mindegyikük számára az elkövetkezendő négyéves periódusra konkrét feladatokat szabott meg az ülésszak. Az alábbiakban a fontosabb határozatokat ismertetjük, valamint azokat a Magyarország számára is említésre méltó jegyzőkönyvi megjegyzéseket, amelyek határozathozatalt nem igényeltek.

a) Szinte minden napirendi pontnál megvitatásra került a WMO második hosszú távú tervének oda vonatkozó fejezete. Minthogy a WMO számos különböző testülete korábban már módosító javaslatait megtette, ezúttal sok változtatásra nem került sor. Elhangzott viszont több kritikai megjegyzés a hosszú távú terv terjengősségével (több száz oldal) és sok ismétlésével kapcsolatban.

b) Higgadt, mértéktartó és előretekintő vita követte a Nemzetközi Atomenergiaügynökség két egyezménytervezetének bemutatását, melyek a nukleáris balesetek bejelentésére, ill. balesetek esetén foganatosítandó segítségnyújtásra vonatkoznak. A bizottság úgy véli, a WMO globális távközlési rendszere (GTS) alkalmas lenne az ilyen jellegű gyors tájékoztatások továbbítására. Ugyancsak sok segítséget nyújthatnak a meteorológiai szolgálatok a rádióaktív szennyezőanyagok terjedésének előrejelzésével. Várható, hogy a WMO és az IAEA között döntés születik e fontos kérdésekben.

c) A Globális Megfigyelő Rendszer (GOS) szárazföldi elemei Európában szinte teljes mértékben kielégítik az igényeket, egyedül a 06 és 18 UTC-s magassági szélmérések sűrűsége nem elegendő ahhoz, hogy a finom felbontású modellek számára pontos kiindulási mezők készülhessenek. Tengerek fölött még rosszabb a helyzet, ez alól a Balti- és a Földközi-tenger sem kivétel. Az Atlanti-óceánon jelenleg működő megfigyelő rendszert (NAOS) néhány év múlva az Észak-Atlanti Összetett Megfigyelő Rendszer (COSNA) váltja fel, amihez a WMO várja a tagországok anyagi és szellemi hozzájárulását.

A műholdas adatok egyre jobban beépülnek a napi meteorológiai adatgyűjtő és előrejelző tevékenységbe. Ugyanakkor némi megtorpanás tapasztalható a meteorológiai műholdakat üzemeltető országok ilyen irányú tevékenységében. Éppen ezért a bizottság kéri az említett országokat, hogy a jövőben is legalább a jelenlegi szinten biztosítsák a műholdak működését és az adatokhoz való hozzáférést.

Elismeréssel nyugtázta az üléssszak a nemzeti referencia piranométerek és elektronikus napfénytartammérők budapesti összehasonlítását. A feladatot a *magyar szolgálat* az RA—VI előző ülésén vállalta el, a mostani ülésre *az összehasonlítás eredményeit közlő kiadvány is már napvilágot látott.*

Gyors fejlődés tanúi lehetünk az időjárási radarokkal végzett méréseknek. Egyre jobban terjednek a digitalizált képeket szolgáltató radarok. Ez egyben új formátumot igényel az adatok továbbítására, sőt új feladatok elé állítja a távközlési rendszereket is. Nyugat-Európában kialakulóban van a szél és turbulencia vertikális profiljának mérésére szolgáló radarkészülékek hálózata. Ez új fejezetet nyithat a légkör dinamikájának jobb megismerésében.

d) Az előrejelző világ-, regionális és nemzeti központok produktumai egyre gazdagabbak és pontosabbak. Rendszeres cseréjükre a régión belül sor kerül, így alapvető változtatásokra, hiánypótlásra bizottsági szinten nincs szükség. A rácspont-értékek formájában (GRID/GRIB kód) továbbított analízisek, ill. előrejelzések formai követelményein némi pontosítás történt, ez most bekerült a *Manual of the GDPS* megfelelő fejezetébe.

Befejezte működését az a szakértői csoport, amely a veszélyes időjárási jelenségek jelzésének cseréjére dolgozott ki javaslatot. A bizottság elfogadta a javasolt kódot és ajánlja a tag-

országoknak bilaterális vagy multilaterális szintű használatát, a felmerülő igényeknek megfelelően.

1987 novemberétől a SYNOP táviratokban minden 500 m tengerfelszín fölötti magasság fölött levő állomásról kötelező az állomásszinti nyomásérték megadása.

A WMO Agrometeorológiai Bizottságának az a kérése, hogy a globális és regionális adatcsere terjedjen ki sugárzási, párolgási és más elemekre, az RA – VI. asztalára is odakerült. Bizonyos kérések (pl. csapadékadatok 6 óránkénti globális cseréje) már most teljesíthetők, másoknál (pl. párolgás, sugárzási egyenleg, hóvastagság) még előbb egységes mérési eljárás elfogadása szükséges, mielőtt ezek továbbítására sor kerülhet.

e) A meteorológiai távközlési központok korszerűsítése, automatizálása elég differenciáltan folyik. Míg a régió jelentős részében *már 9600 bit/s sebességgel* történik az adatcsere automatikus központok között, addig a régió délkeleti országaiban *még mindig 50 bit/s-es* az adatáramlás, kézi válogatással és adatirányítással. Ilyen korlátozott kapacitás mellett a térség országai nem is juthatnak hozzá a nagy előrejelző központok GRID előrejelzéseihez. A távközlési hálózat gyenge pontjai az ellenirányú adatáramlásra (adatgyűjtés) is rossz hatással vannak: a régió délkeleti és délnyugati részéből késve és hiányosan érkeznek a táviratok a regionális és világközpontokba.

Az egyre hatalmasabb mennyiségű számszerű és térképes információ továbbítása és tárolása még a fejlettebb központokat is meglehetősen igénybeveszi. Ezért kívánatos, hogy a térképek helyébe mindinkább kódolt formájú digitális produktumok lépjenek.

Az adatforgalmazás automatizálása egyúttal azt is lehetővé tette, hogy kialakuljanak regionális és nemzeti adatbankok, amelyek elérhetők a GTS-en keresztül. Az adatok tényleges hozzáféréséhez egységes, globális méretű adatlekérdező rendszert célszerű kialakítani.

f) *Az Éghajlati Világprogram (WCP)* egyes összetevői részletes megvitatásra kerültek. Az éghajlati adatok gyűjtése és feldolgozása terén a bizottság kéri a tagországokat a

- CLIMAT állomáshálózat sűrítésére;
- az eredeti észlelési feljegyzések megőrzése mellett az adatok masszív adathordozókon történő tárolására;
- az éghajlati adatok feldolgozására kifejlesztett CLICOM project specifikációinak teljesítésére;
- állomástörténeti följegyzések és adatkatalógusok készítésére;
- részvételre az éghajlati anomáliák regionális földerítésében.

Köszönettel nyugtázta a bizottság Európa Éghajlati Atlasza második térképsorozatának elkészültét, ugyanakkor sajnálattal állapította meg, hogy a megjelentetésre, ami igen költséges, nincs anyagi forrás. Ezért meg kell vizsgálni, van-e lehetőség olcsóbb, igénytelenebb előállításra.

Igen aktív munka folyt az energiagazdálkodás éghajlati vonatkozásainak földerítése érdekében. Az e tárgyban készült felmérés a WCP publikációk sorában jelenik meg.

A szovjet szolgálat egy Technical Note megírását vállalta a szél- és napenergia generátorok meteorológiai kiszolgálásának módszertani kérdéseiről.

A WCP-hez való hozzájárulásként a holland kormány 1987-ben munkaülést szervez az éghajlatingadozások és a tengerszint emelkedés kapcsolatának és lehetséges következményeinek földerítésére.

g) A háttérszennyeződést mérő állomások mérési eredményeinek összehasonlíthatósága rendkívül fontos, ezért a bizottság kéri az üzemeltetőket az utasítások pontos betartására. Egyes elemek mérésére vonatkozóan kiegészítő szabályzat készült. A Szovjetunió javaslatot tett *integrált* háttérszennyeződést figyelő rendszer létrehozására, ami nem csak a légköri, hanem az egyéb szférákban megjelenő háttérszennyeződést is követi. Minthogy a legtöbb országban ez nem egy főhatósághoz tartozik, a lehetőségek alapos földerítésére rapportőrt kért fel a bizottság.

h) Nagy fontosságot tulajdonít a bizottság az ózonméréseknek. Kéri a potsdami regionális ózonközpontot, hogy 1988 nyarán szervezze meg a Dobson-spektrofotométerek összehasonlítását. Kéri a háttérszennyeződést mérő állomások üzemeltetőit, hogy mérjenek talajközeli ózonkoncentrációt az állomásokon.

i) A bizottság köszönetét fejezte ki az *agrometeorológiai* munkacsoportnak a „burgonya agrometeorológiája" terén készített jelentéseiért. E tárgyban 1987-ben Hollandiában szimpóziumot rendeznek. Szóba került, hogy a munkacsoportnak foglalkoznia kellene az ipari területek környezetének elsivatagosodásával.

j) 1982-ben lépett üzembe az INMARSAT műholdas tengeri távközlési rendszer. Azóta igen jelentősen megnőtt a használata a hajókon végzett meteorológiai mérések parti állomásokra történő továbbításában. Ellenkező irányú adatáramlás is van: előrejelzések és veszélyjelzések továbbítására is használják ezt a rendszert. 1984 októbere óta sodródó bójákra szerelt automata állomások is működnek az észak-atlanti térségben.

k) A bizottság fontosnak tartja a hidrológiai vonzatú éghajlati kutatásokat, elsősorban az éghajlatingadozások vizsgálata területén. Ugyanakkor – kellő érdeklődés hiánya miatt – nem folytatódik a tavak párolgásának meghatározására szolgáló módszerek regionális összehasonlítása.

l) A technikai segélynyújtás lehetőségeinek tárgyalásakor általános megállapítások és javaslatok mellett egy konkrét döntés született. A régió délkeleti részének a WWW szinte minden funkciójában mutatkozó lemaradásának

csökkentésére egy két fős szakértői bizottság tesz 1987 elején javaslatot. A végrehajtáshoz – VCP, UNDP segélyeket és bilaterális együttműködéseket felhasználva – 1987-ben kell hozzáfogni.

Végül a tisztviselők megválasztása során az RA–VI. elnöki tisztségére titkos szavazás nélkül az eddigi ügyvezető elnököt, a portugál *L. A. Mendes Victort* választotta meg a bizottság. Az alelnök – ugyancsak közfelkiáltásra – *E. Jatila* (Finnország) lett.

Ambrózy P.

✳

A WMO LÉGKÖRI TUDOMÁNYOK BIZOTTSÁGÁNAK IX. ÜLÉSE

A WMO Légköri Tudományok Bizottságának *(Commission for Atmospheric Sciences* – CAS) IX. ülése 1986. október 6-a és 17-e között zajlott le. Az ülésen a Világszervezet 44 tagállamának képviseletében 74 delegátus, valamint az IUGG/IAMAP képviselője vett részt, a WMO főtitkárát *V. Boldirev* képviselte. A tanácskozás színhelye a szófiai *Ljudmila Zsivkova* Nemzeti Kultúrközpont volt.

Az ülés napirendjén hat fő téma megtárgyalása szerepelt. E témák – és azok sorrendje – jól tükrözi, hogy napjainkban – és az elkövetkező években – a világ meteorológus közössége milyen prioritással mely feladatok megoldására helyezi a hangsúlyt.

1. *Prognosztikai kutatások.* A különböző időskálájú előrejelzések – a 0–2 órás „nowcasting", a 2–12 órás ultrarövidtávú prognosztika, a 3 napig terjedő rövidtávú prognosztika, a 3–10 napos középtávú és a 10 napon túli hosszú távú prognosztika – elméleti módszereinek fejlesztése változatlanul a meteorológia tudományának legfontosabb célkitűzése. Az előrejelzési intervallum rövid és középtávú tartományában az erőfeszítéseket elsősorban az objektivitás fokozására, valamint a modern megfigyelési technikák segítségével nyert információk (pl. radar és műhold adatok) hatékonyabb hasznosítására kell fordítani. A havi és évszakos időtávra szóló éghajlati prognózisoknál a módszerek tökéletesítésén kívül elsősorban a közreadási forma fejlesztésére (a valószínűségi szintek feltüntetésére, a felhasználó-orientált interpretációra) kell súlyt fektetni.

2. *Trópusi meteorológia.* A trópusi ciklonok, a monszun-folyamatok, valamint a szemiarid zóna és a trópusi területek aszályai azok a kérdések, amelyek további vizsgálatot követelnek. Az éghajlati prognózisok módszereinek tökéletesebbé tétele megkívánja a trópusok és a mérsékelt földrajzi szélességek légköri kölcsönhatásainak mélyebb megértését.

3. *Levegőkémia és légszennyeződés.* A környezetvédelem, valamint az antropogén eredetű klímamódosulás kivédése a magasabb szintű államközi együttműködés kiépítésével párhuzamosan a jövőben is behatóbb levegőkémiai kutatások folytatását igényli. Az elméleti munka egyik alappillére a légkör kémiai összetételében bekövetkező változások pontos nyomon követése. Ezért a CAS szerint a háttérszennyeződési monitoring hálózatnak (BAPMON) az elérhető legnagyobb pontossággal és megbízhatósággal kell működnie. Ehhez az szükséges, hogy minden állomáson kellően képzett technikusi és tudományos személyzet legyen.

4. *Felhőfizika és időjárás módosítás.* E tématerületen belül a jégesőelhárítás, a meleg (fagypont feletti hőmérsékletű) felhőkből történő csapadékkeltés és a nemkívánatos lokális időjárás módosulás problémája áll az érdeklődés és egyben a tudományos megalapozottságot igénylő légkörfizikai feladatok homlokterében.

5. *Klímakutatás.* Mivel az éghajlati problémakör kutatásának nemzetközi összehangolása két szervezetben (a CAS és a WMO/ICSU Éghajlatkutatási Világprogram keretében) történik, fontos kérdés volt az illetékességi körök pontos elhatárolása. A meghozott határozat értelmében a jövőben a CAS elsősorban a klímadiagnosztika, a sugárzásilag aktív légköri nyomanyagok monitoringja és a sztratoszféra/troposzféra kölcsönhatások tanulmányozása területén fejti ki tevékenységét. A következő évek során az elméleti klímakutatások jelentősége feltételezhetően tovább növekszik majd az ICSU által kezdeményezett Nemzetközi Geoszféra–Bioszféra Program (IGBP) elindításával.

6. *Egyéb tudományos tevékenység.* Ide tartozik a légköri határréteggel, a légköri ózonnal, a középső légkör folyamataival, a légköri sugárzásátvitellel, valamint a műholdas adatok kutatási hasznosításával összefüggő kérdések tanulmányozása. Az ülés foglalkozott az új négy nyelvű nemzetközi meteorológiai szótár hosszú évek óta tartó előkészületeinek állásával; minden remény szerint a szótár az 1987. év végéig elkészül.

További napirendi pontok keretében a CAS tagjai megvitatták a WMO második, 1988-tól 1997-ig terjedő távlati terveinek tudományos vonatkozásait, majd áttekintették a CAS és a WMO Végrehajtó Tanácsa határozatainak és ajánlásainak végrehajtását. A lebonyolított választások eredményeképpen a CAS elnöke a következő négyéves ciklusban ismét *F. Mesinger* (Jugoszlávia) lesz; az új alelnök *D. J. Gauntlett* (Ausztrália).

Az ülés *F. Mesinger* zárszavával ért véget. Véleményét magam is osztom: az ülésen elhangzottak komoly segítséget nyújtanak a meteorológiai szolgálatok jövőbeni kutatási tevékenységének megszervezéséhez, a fő irányok kijelöléséhez és a nemzetközi együttműködés előnyeinek jobb kiaknázásához.

Götz G.

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 1525 Budapest, Pf. 38.**

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 2
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató

87.100 MGKSZ Nyomda, Budapest — Ives ofszetnyomás
Felelős vezető: Mázi Ferenc

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

Mersich Iván

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
91. ÉVF. ★ 2—3. SZÁM ★ 1987. MÁRCIUS—JÚNIUS

ÖSSZEVONT SZÁM

METEOROLÓGIA ÉS MEZŐGAZDASÁG

SPECIAL ISSUE

METEOROLOGY AND AGRICULTURE

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 91. ★ NO. 2—3. ★ MARCH—JUNE 1987. ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)
ANTAL E. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)
BÖHME, W. (Potsdam)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)
CZELNAI, R. (Geneva)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)
KAPOVITS A. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)
MAJOR GY. (Budapest)
MESINGER, F. (Beograd)
MILOSHEV, G. (Sofia)
PRÁGER T. (Budapest)
PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
ŠAMAJ, F. (Bratislava)
SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
STAROSOLSZKY Ö. (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)
ZAHARIJEV, V. (Sofia)

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

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2 – 3. szám. 1987. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2 – 3 March – June 1987 Budapest

TARTALOM

Mészáros Ernő: Megnyitó az 1986. november 26 – 27-i Meteorológiai Tudományos Napok előadás-sorozatán 58
Cselőtei László: A meteorológia szerepe a mezőgazdaságban 60
Antal Emánuel: Agrometeorológiai kutatások az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében 68
Tóth Erzsébet: Az élelmiszertermeléshez kapcsolódó agrometeorológiai kutatások évtizedünkben 80
Szász Gábor: A mezőgazdasági célú távérzékelés jelentősége az agrometeorológiában 88
Debreczeni Béla: A tápanyag- és vízellátás kapcsolata 104
Dávid Aranka: A műtrágyázás hatékonyságának időjárási feltételei 114
Csapó Piroska – Kozma Ferenc: A szőlő hazai sík-, hegy- és dombvidéki termőhelyeinek agroklimatológiai értékelése ... 122
Justyák János: Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben 131
Kovács György: A tényleges evapotranspiráció átlagos területi értékének becslése 148
Petrasovits Imre: Vízgazdálkodás, melioráció, agrometeorológia 160
Posza István: Az öntözés agrometeorológiai alapjai 167
Varga-Haszonits Zoltán: Az időjárás-növény modellek elvi-módszertani kérdései 176
Erdős László – Lambert Károly: Modellek a fűszerpaprika festéktartalmának és termésátlagának előrejelzésére 187
Dunkel Zoltán – Hunkár Márta – Zárbok Zsolt: A kukorica fejlődésének leírása dinamikus-szimulációs növénynövekedési modell segítségével 197

CONTENTS

Mészáros, E.: Opening address for the sessions of the Meteorological Scientific Days, held in November 26 – 27, 1986.. 59
Cselőtei, L.: The importance of meteorology in agriculture 60
Antal, E.: Agrometeorological researches in Hungarian Meteorological Service ... 68
Tóth, E.: The agrometeorological research related to the food production in present decade 80
Szász, G.: The importance of agricultural remote sensing in development of agricultural meteorology 88
Debreczeni, B.: Relationship between nutrient and water supply 104
Dávid, A.: Weather conditions of efficiency of fertilization 114
Csapó, P. – Kozma, F.: Agroclimatological evaluation of the hungarian vineyards are situated on the plains in hilly country and in mountainous region 122
Justyák, J.: Energy balance measurements in a forest of oak (Síkfőkút Project) 131
Kovács, Gy.: The estimation of the areal average of the effective evapotranspiration..... 148
Petrasovits, I.: Water economy, melioration, agricultural meteorology 160
Posza, I.: The meteorological bases of the irrigation 167
Varga – Haszonits, Z.: Theoretical and methodological questions of the weather-plant models 176
Erdős, L. – Lambert, K.: Models to forecast the colour stuff content and the yield of spice paprika 187
Dunkel, Z. – Hunkár, M. – Zárbok, Zs.: Description of the development of maize using dynamic-simulation plant-growth model 197

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2—3. szám. 1987. március—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2—3 March—June 1987 Budapest

Megnyitó az 1986. november 26—27-i Meteorológiai Tudományos Napok előadás-sorozatán

A Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya és az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöksége nevében tisztelettel üdvözlöm a Meteorológiai Tudományos Napok rendezvényen megjelenteket. Mint a programból ismeretes az 1986-os konferenciánkat a „Mezőgazdaság és meteorológia" tárgykörének szenteljük. Más szavakkal szeretnénk azokról az agrometeorológiai kutatásokról beszámolni, amelyet a magyar meteorológusok ebben a tárgykörben végeztek és végeznek. Másrészt szeretnénk meghallgatni a mezőgazdaság területén dolgozó szakemberek előadásait, hogy a jövőben jobban ki tudjuk elégíteni a mezőgazdasági termelés által a meteorológiai kutatás és szolgáltatás felé felvetett igényeket.

Azt hiszem felesleges hangsúlyoznom, hogy a meteorológia és a mezőgazdaság kapcsolata milyen sokrétű. Nemcsak azért, mivel az időjárás és az éghajlat a növények fejlődését közvetlenül befolyásolja. Ez a kapcsolat azért is fontos, mivel a növények tápanyag- és vízfelvétele, sőt a műtrágya hasznosulása is a légköri feltételektől függ. A hazai erdőállomány jövője, az élelmiszer- és bortermelés mind a meteorológiai viszonyok függvénye. Magyarország csapadékviszonyait figyelembe véve a talajok vízellátottságának tanulmányozása különösen lényeges. Ezzel a kérdéssel több tanulmány foglalkozik. Azt is kiemelném, hogy az utóbbi évek agrometeorológiai kutatásaiban a matematikai modellezés egyre inkább elterjedt. Örvendetes, hogy a konferencia ezt a problémakört is érinti.

Végül szeretném kifejezni azt a meggyőződésemet, hogy a „Meteorológia és mezőgazdaság" c. rendezvény jól fogja szolgálni azt a törekvésünket, hogy a meteorológiai szolgáltatások a mezőgazdasági termelés tervezésének elengedhetetlen részévé váljanak.

Mészáros Ernő

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March – June 1987 Budapest

Opening address for the sessions of the Meteorological Scientific Days held in November 26—27, 1986

On behalf of the Department of Earth Sciences and Mining of the Hungarian Academy of Sciences as well as on behalf of the Hungarian Meteorological Service I respectfully welcome the participants of the conference *Meteorological Scientific Days*. As it is known from the program the discussion this year will be devoted to the relationship between meteorology and agriculture. In other words this means that we want to review research on agricultural meteorology which has been done by Hungarian meteorologists in this field. On the other hand we will be happy to hear the lectures of agricultural scientists to learn about demands of agriculture towards meteorological research and operative works.

I believe that it is not necessary to stress that the relationship between meteorology and agriculture is manifold. This is so not only because the weather and climate influence directly the growth of plants. Further, this relationship is also important because the nutrient and water uptake of plants, and even the use of fertilizers by them are determined by atmospheric conditions. The future of our forests, the production of foods and wines in Hungary all depend on weather and climate. Considering the precipitation amount in Hungary it is obvious that the study of the water supply of soils is essential in particular. This problem is discussed in several lectures. I also emphasize that in recent years the mathematical modelling has become an important tool of research on agricultural meteorology. I am happy thatt his question will also be discussed during this conference.

Finally, I would like to express my conviction that this meeting on the relationship between meteorology and agriculture will serve our aim that meteorological information will become an integral part of the planning of agricultural production.

E. Mészáros

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2—3. szám. 1987, március—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2—3 March—June 1987 Budapest

A meteorológia szerepe a mezőgazdaságban

CSELŐTEI LÁSZLÓ, *Agrártudományi Egyetem, Kertészeti Tanszék,*
H—2103 Gödöllő, Páter Károly u. 1.

The importance of meteorology in agriculture. The agricultural production mainly the horticulture and the plant breeding can be considered as applied ecology. The weather has an effect on the edafic factors and is of great importance in environment of plants too. All these together with social-economic and matherial-technical knowledges create the necessary conditions for planning and organization of production. The experts managing and organizing agricultural production have to co-operate with specialists of differend profession and sciences. The work of agrometeorologists dealing with the meteorological problems of agriculture is outstanding among them. The climate of Carpathian Basin including the climate of Hungary is on the border of continental, mediterranean and oceanic climate. Sometimes one sometimes other types of climate have under control of this area. The farmer is pressed to calculate on the weather and its change because of the limited adaptability of plants and the expensive possibilities of having effect on the environment. The agreement between production factors and weather have to be created partly during planning partly during constructions or carrying out of technology. In the first case we are interested in weather conditions and extremities and our intention is to product as economically as possible satisfying the requirements of the plants. It would be desired not only to know many years averages given by meteorology but meteorology would be able to predict weather better and better for a season or for the whole year. It would be more important this weather forecast during growth season. The knowledge of ecological conditions, choosing the applied agrotechnics or evaluating wanted yield has a great importance during growth periods of plants. Having this knowledge date of ripening, quality and yield of crops can be predicted better getting near to the harvest this way. All these together influence the utilization of production and harmony of harvest-transport-processing. The knowledge of meteorology, the deepness of knowledge, the experiments and the data processing have developed rapidly in the years gone by. Agriculture is interested in efficient co-oparation with experts mainly whose purpose is to help agriculture.

*

A meteorológia szerepe a mezőgazdaságban. A mezőgazdasági termelést — azon belül különösen a növénytermelést és a kertészetet — alkalmazott ökológiának is tekinthetjük. A növény környezetében kimagasló jelentősége van az időjárásnak, amely az edafikus tényezők alakulását és hatását is messzemenően befolyásolja. Mindez társadalmi-gazdasági, anyagi-technikai ismeretekkel együtt megteremti a termelés tervezéséhez-szerkesztéséhez szükséges feltételeket. A mezőgazdasági termelést szervező — irányító agrárszakembereknek munkájuk eredményes ellátásához számos szak-, illetve tudományterület művelőivel kell együttműködni. Közülük kimagasló a mezőgazdaság időjárási problémáival foglalkozó agrometeorológusok munkája. A Kárpát-medence — s benne hazánk — időjárása a kontinentális, az óceáni és a mediterrán klíma határán van. E térségben hol az egyik, hol a másik éghajlati típus válik uralkodóvá. A növény alkalmazkodásának, illetve a környezet befolyásolásának korlátozott és drága lehetőségei arra késztetik a termelőket, hogy messzemenően számoljanak az időjárással és annak változékonyságával. A termelési tényezők összhangját az időjárással egyrészt a tervezés — szerkesztés szakaszában, másrészt a megtervezett technológia végrehajtása során kell megteremteni. Az első esetben az időjárás várható alakulására és annak élsgeősézsire vagyunk tekintettel, s minél gazdaságosabb termelésre törekedve készülünk fel

a növény igényének kielégítésére. Már itt is kívánatos volna, hogy a meteorológia nemcsak a sokévi átlagadatok közlésével segítene, hanem a rendelkezésre álló eszközökkel az adott év, vagy évszak várható alakulását is egyre jobban előre tudná jelezni. Még fontosabbá válik ez az előrelátás a tenyészidő során. Az egymást követő növényfejlődési szakaszok környezeti körülményeinek ismerete mind az alkalmazott agrotechnika megválasztásához, mind a növény várható teljesítményének megítéléséhez igen jelentős. A betakarításhoz közeledve a várható termés érésidejét, mennyiségét és minőségét így egyre magasabb pontossággal előre jelezhetjük. Mindez messzemenően befolyásolja a termelés hatékonyságát, a betakarítási – szállítási – felhasználási folyamat összhangját. A meteorológia ismerettömege, az ismeretek mélysége, a kísérletek és azok feldolgozásának eszköztára az elmúlt időszakban sokat fejlődött. A mezőgazdaság ezért érdekelt abban, hogy e szaktudomány munkatársaival – közülük különösen azokkal, akik a mezőgazdaság segítését tűzték ki célul – minél hatékonyabban együttműködjön.

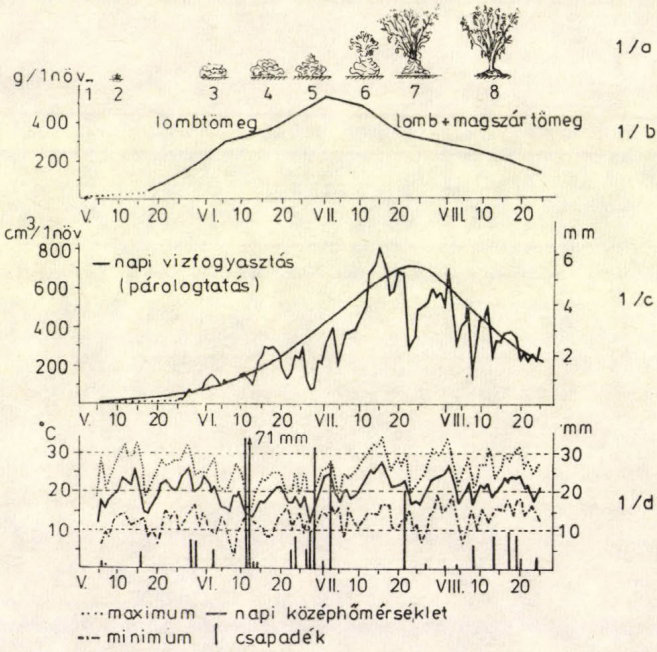
*

Tudományos ülésszakunk, melynek témája a mezőgazdaság és meteorológia, a két tudományterület kapcsolatáról, azok határfelületén felhalmozódott ismeretekről ad számot. Gyakorlatilag nincs olyan része a mezőgazdaságnak, ahol közvetlenül, vagy közvetve ne kellene számolnunk az időjárás hatásával. Érthető ezért, hogy szinte áttekinthetetlen a felgyűlemlett tudás, de a problémák tömege is a két ismeretkör érintkezési felületén. A mostani előadások címei és vázlatai is jól mutatják ezt a sokrétűséget és sokszínűséget. Ezért csak a témakör fontosságának jellemzésére a lényeges összefüggések bemutatására vállalkozhatom. Megállapításaim alátámasztására elsősorban abból a kutatási anyagból merítek, amely munkahelyemen, az Agrártudományi Egyetem Kertészeti Tanszékén, Gödöllőn az idők során felhalmozódott.

Szeretném előrebocsátani, hogy magam közös témánkhoz a mezőgazdaság felől közelítek. Egyben előre is elnézést kérek a tudományos konferenciákon megszokott formáktól talán kissé eltérő előadásomért.

Azt szoktuk mondani, hogy az ember egész élete során együtt él, vagy másszóval harcol a természettel. Különösen igaz ez a megállapítás a mezőgazdaságra, azon belül a növénytermelésre és a kertészetre, melyeket alkalmazott ökológiának is tekinthetünk. Ebben a természettel folytatott küzdelemben a történelem folyamán különböző ismeretek és eszközök álltak az ember rendelkezésére. Úgy vélem, hogy a múltban és ma is többet tudtunk és tudunk a növény és környezete közötti kapcsolatokról előbb empirikus megfigyelések felhalmozódása, majd később szervezett és tudatos kutatások alapján, mint amennyire a termeléshez szükséges eszközök a rendelkezésünkre állnak. Az utóbbi évszázadban, de főként a legutolsó évtizedekben, sőt években a fejlődés mindkét területen viharosan felgyorsult. A termelés szinte valamennyi folyamatát többé-kevésbé gépesítettük, kemizáltuk. Az új körülményeknek jobban megfelelő biológiai háttér – benne főként új, nagyobb teljesítőképességű fajták sora – alakult ki. Később a kutatásban és a termelés szervezésében a számítástechnika, csaknem minden területen az elektronika, majd a mikroelektronika nyújtott új lehetőségeket. Legújabban pedig a biotechnológia kínálja a mindig változó társadalmi-gazdasági körülmények között a termelési technológiák megújításának feltételeit. Mindez azt jelenti, hogy a növényt, amely tárgya és hatótényezője is a technológiának, a termelés céljától, körülményeitől és módjától függően növekedésében és fejlődésében újra és újra át kell értékelnünk. Ennek során különösen számolnunk kell annak környezetével, azon belül a természet fizikai hatásait, törvényszerűségeit mind pontosabban leíró, előrejelző és értelmező meteorológiával, amelynek eszközei talán még a mezőgazdaságénál is gyorsabban fejlődtek.

Jól ismert, hogy a Kárpát-medence, s benne hazánk időjárása a kontinentális, az óceáni és a mediterrán klíma hatása alatt áll. Tudjuk, hogy térségünkben hol az egyik, hol a másik éghajlati típus válik uralkodóvá és teremt növényeink számára egy-egy tenyészidő folyamán is változóan kedvező, vagy kedvezőtlen ökológiai körülményt. A növény többé-kevésbé, kisebb-nagyobb „áldozatok árán" alkalmazkodik ezekhez. A termelés feladata, hogy ebben „segítse" a növényt. Tudnunk kell azonban, hogy ez a „segítés" mindenkor pótlólagos ráfordítást jelent, növeli a költségeket. Kívánatos tehát, hogy a termelésben, a ter-



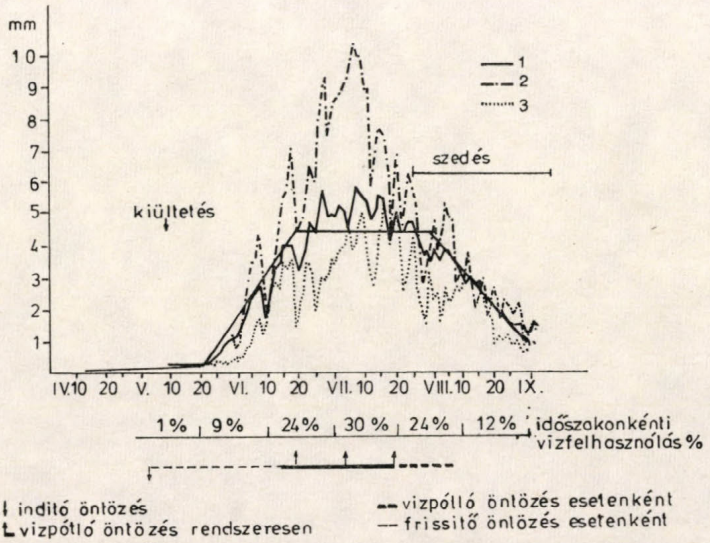
1. ábra: A magtermő saláta vízforgalma. Fajta: Attrakció, Gödöllő, 1958. Jelölések: *1/a — a növény fejlődése:* 1. vetés ápr.9.; 2. kiültetés, máj. 7.; 3. fejesedés kezdete, jún. 3.; 4. gazdasági érés kezdete, jún. 15.; 5. magszárba indulás kezdete, jún. 27.; 6. magszárba indulás után két héttel, júl. 11.; 7. első virágok megjelenése, júl. 22.; 8. teljes virágzás, aug. 13.; *1/b — a vegetatív tömeg változása, 1/c — naponkénti vízfelhasználás és a tenyészidő alatti dinamika, 1/d — meterológiai tényezők*

melési vertikum minden szakaszában előre vessünk számot az időjárással, annak változékonyságával. Ebben a tevékenységünkben messzemenően támaszkodunk a meteorológusok, különösen az agrometeorológusok ismereteire, tudományára, akik az alkalmazók, a mezőgazdaság kívánalmaira is felkészülve segítik az agrártermelést. Ezt a segítséget kértük és kaptuk meg mi is a kertészeti növények öntözését kutató munkánk során, amikor meghatározott célok érdekében és módon megfigyeltük, vizsgáltuk növényeinket, életfolyamataikat, a reájuk ható tényezőket, s mindezeket megkíséreltük felhasználni az öntözés alapozásához.

A növény öntözése szempontjából mindenekelőtt az által felhasznált víz tömege és dinamikája kötötte le figyelmünket. Munkánk során a növényélettani és termesztési irodalomból már jórészt ismert összefüggések minél pontosabb számszerűsítésére törekedtünk, hogy eredményeink a termés szerkesztésének

alapjaiként felhasználhatók, értelmezhetők legyenek. A növény vízfelvétel-dinamikáját, mint alapfolyamatot, a reá ható tényezők közül a növény növekedését, fejlődését leginkább befolyásoló meteorológiai tényezőkkel vetettük össze *(1. ábra)*. E munkát első kísérleteinkből a magtermő saláta vízforgalmával szemléltetem, ahol a növény növekedését, fejlődését egyrészt ábrával (1/a), másrészt a vegetatív tömeg változásával (1/b), a vízfelhasználást annak naponkénti értékeivel és a tenyészidő alatti dinamikával (1/c), a környezeti tényezőket pedig a hőmérsékleti minimum, közép, maximummal, valamint a csapadékkal jellemeztük (1/d).

A grafikus ábrázolás mellett természetesen különböző összefüggés-vizsgálatokat végeztünk. Egyértelműen kitűnt, hogy a vízfelvétel tendenciáját a növény



2. ábra: A paradicsom vízfelhasználása; Fajta: K. 42, Gödöllő, 1963 – 1972. *Jelmagyarázat:* 1. 10 év, 1963 – 1972 átlaga, 2. a két legnagyobb vízfelhasználású év (1963 és 1968) átlaga; 3. a két legkisebb vízfelhasználású év (1966 és 1972) átlaga

növekedése és fejlődése határozza meg, amely nagymértékben függ a meteorológiai tényezők hatásának halmozódásától, a napi ritmusé pedig az utóbbiak napközi értékeihez kapcsolódik. A vízfelhasználásban különösen kiemelkedő szerepe van a hőmérsékletnek, amelynek a párologtatás másik tényezőjével, a levegő páratartalmával is szoros a kapcsolata. Emellett a hőmérséklet a konkrét növény hőigényének kielégítettségét is jellemzi. (Tehát nemcsak általánosságban, hanem növény-specifikusan is mutatja a várható hatást.)

A növény növekedése és fejlődése vízforgalmi szempontból viszonylag jól elkülöníthető szakaszokra bontható. A *2. ábra* kísérleteinkből a paradicsom 10 évi, valamint abból a két legnagyobb és a legkisebb vízfelhasználású és vízfelvétel-dinamikájának átlagát mutatja.

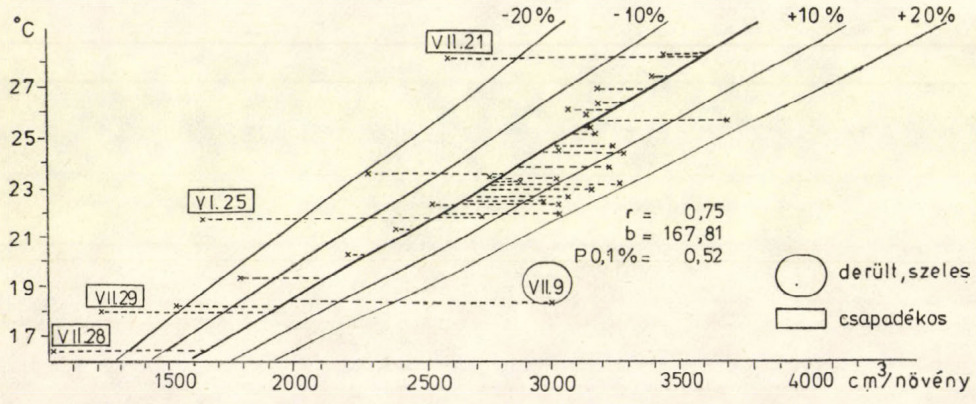
A szakaszolás az ábrán feltüntetett bármely esetre, de természetesen egyes évekre is elvégezhető. A 10 évi átlagra vonatkozóan a vastag vonallal jelzett képet kapjuk.

– A vetés-kelés-kezdeti fejlődés, illetve a kiültetés-megeredés-kezdeti fejlődés időszakában a talaj legfelső néhány cm-es rétegének nedvességtartalma

a döntő. Erre gyakorlatilag az evapotranspiráción belül az evaporáció van hatással, ebben az időben a transpiráció gyakorlatilag nulla.

– A következő szakaszban a növekvő, s a talajt mind jobban borító lombfelület miatt előtérbe kerül a transpiráció. Ennek uralkodó hatását csak időszakosan szakítják meg a csapadékos periódusok, melyek kiugróan magas evaporációval és minimálisra csökkent transpirációval járnak együtt.

– Ezt a szakaszt egy aránylag kiegyenlített időszak követi, amikor a növény párologtatási készségét a még növekvő, de már részben elöregedő lombfelület viszonylagos egyensúlyban tartja. Ekkor az evapotranspiráción belül a transpiráció dominál.



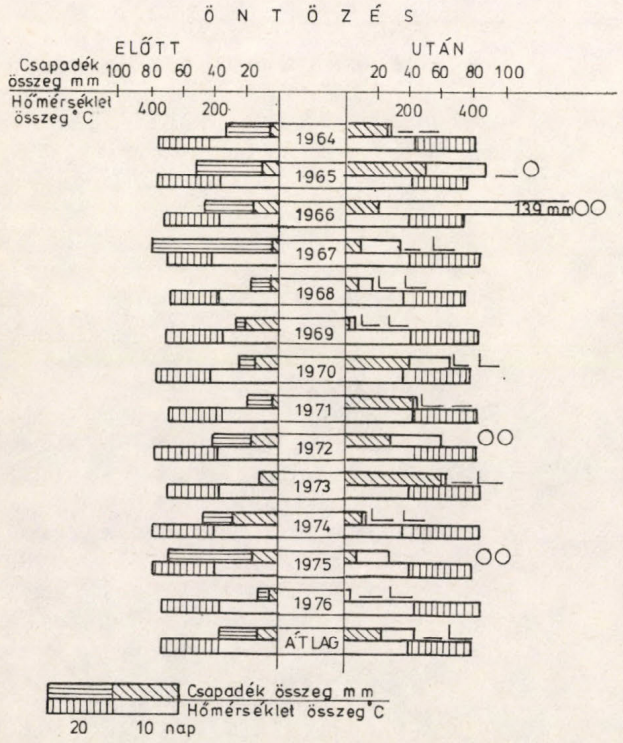
3. ábra: A napi középhőmérséklet és a paradicsom párologtatásának kapcsolata 1963. VI. 25 – VII. 30 között Gödöllőn

– Végül a növény elöregedésével, majd elhalásával az egyre csökkenő vízfelhasználás időszaka következik. A termelési céltól függően a növényt sokszor már a második, vagy a harmadik szakasz folyamán betakarítjuk, s azzal a vízfelhasználás is megszakad.

Számunkra öntözési szempontból többnyire a harmadik, az úgynevezett fő vízfelhasználás időszakának ismerete a legfontosabb *(3. ábra)*. Erre vonatkozóan ugyancsak egy régebbi kísérletünkből a hőmérséklet és a paradicsom vízfelhasználásának napi értékei közötti összefüggést mutatom be a június végétől július végéig terjedő időszakra. Vizsgálataink során úgy találtuk, hogy növényeink vízfelhasználását ilyenkor optimális talajnedvesség esetén a napi középhőmérséklet 75–80%-os pontossággal meghatározza. Ha a levegő páratartalmát vesszük figyelembe, s ezzel számítjuk az összefüggést, közel hasonló eredményt kapunk. A két tényező pedig együttesen mintegy 90%-os pontosságot adott.

Öntözési szempontból értelmezve ezt az összefüggést, néhány problémára szeretném felhívni a figyelmet. Mindenekelőtt szántóföldi körülmények között a növények még öntözés esetén is változó talajnedvesség mellett növekednek. A vízfelhasználás dinamikájának megítélésénél ezért nem hagyható figyelmen kívül a talaj nedvességállapota. Másodszor: a növény talajnedvesség igénye a termelés körülményeitől és céljától függően változó, s így pl. a potenciális vízellátás nem mindig optimális. Harmadszor: a vízellátás szintjét és folyamatosságát korlátozzák az alkalmazott öntözési technika lehetőségei.

Az előzőkben a meteorológiai ismereteknek a termelés folyamatában való felhasználási lehetőségét jellemeztem. Az ezek alapján elhatározott beavatkozások eredményessége azonban nagyrészt az azt követő időjárás alakulásától függ. Engedjék meg, hogy erre példaként a paradicsom tartamkísérletünk néhány esztendejének eredményét mutassam be *(4. ábra)*. Az ábrán az egyes években az öntözést megelőző és követő 10, illetve 20 nap csapadék-, valamint hőmérsékleti összegét tüntettük fel. Az évek mellett az öntözetlen kezelések terméstömege, valamint ehhez viszonyítva két öntözött kezelés %-osan kifejezett különbsége szerepel. Az utóbbiakat különböző jelekkel csoportosítva jól látható, hogy az eredménytelen, sőt depresszióval járó öntözéstől a több mint kétszeres termést



Fajta: K.42

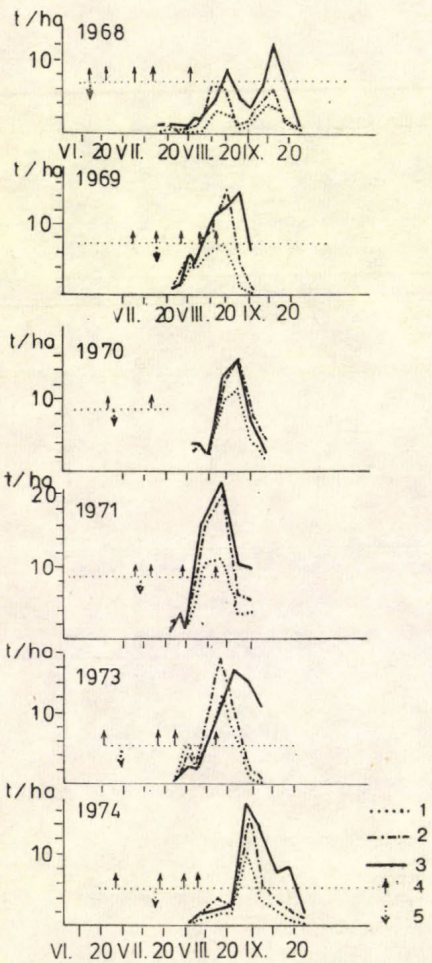
Öntözetlen t/ha=100%	Öntözés hatása %	
	egyszer öntözött	rendszeresen öntözött
54	126	130
32	103	(78)
76	(93)	(89)
28	111	200
26	150	227
32	150	213
43	140	137
41	141	129
17	(82)	(76)
38	126	171
25	168	228
58	(79)	(62)
27	107	252
38	118	142

4. ábra: Az egy alkalommal öntözött paradicsom öntözését 10, illetve 20 nappal előző és követő csapadék és hőmérséklet összege Gödöllőn

adó kezelésig minden megtalálható. A legnagyobb termést érthetően ott kaptuk, ahol az öntözést követően kevés csapadék hullott és magas volt a hőmérséklet. Mindez jól mutatja, hogy milyen nagy jelentőségű lenne, ha rövidebb-hosszabb időre jobban láthatnánk előre az időjárás alakulását. Nem lehet eléggé megbecsülni azt a haladást, amely e téren az utóbbi időben történt. Biztosak vagyunk benne, hogy a meteorológiai tudomány fejlődésével a jövőben még több eredményre, nagyobb segítségre számíthatunk.

Az eddigiek során arról volt szó, hogy a meteorológiai ismeretek hogyan hasznosíthatók az öntözésben. Hadd szóljak most röviden arról, hogy az öntözéssel mit lehet elérni. Hiszen annak, mint minden agrotechnikai eljárásnak az eredményesebb, gazdaságosabb termelés a célja. Példát itt is saját kísérleteink-

ből merítek *(5. ábra)*. Kiemelve néhány évet a paradicsommal folytatott több mint 25 évi tartamkísérletünkből, fordítsuk most figyelmünket előbb a termésérés kezdetére, majd annak dinamikájára. Előrebocsátom, hogy kísérletünkben az öntözésen, és természetesen az időjáráson kívül az alkalmazott agrotechnika, fajta és a termesztési idő minden évben gyakorlatilag azonos volt. Mégis, mint látható, feltűnően nagy a termésérés kezdete közötti különbség. Ebben az évcsoportban 1968-tól 1974-ig ez július 18-a és augusztus 1-e között szóródik, a legnagyobb különbség tehát 2 hét. A 25 év legkorábbi és legkésőbbi éréskezdete között azonban közel 1 hónapos volt az eltérés. Világosan mutatja ez a termelés programozásánál az éréskezdet időzítésének korlátait.



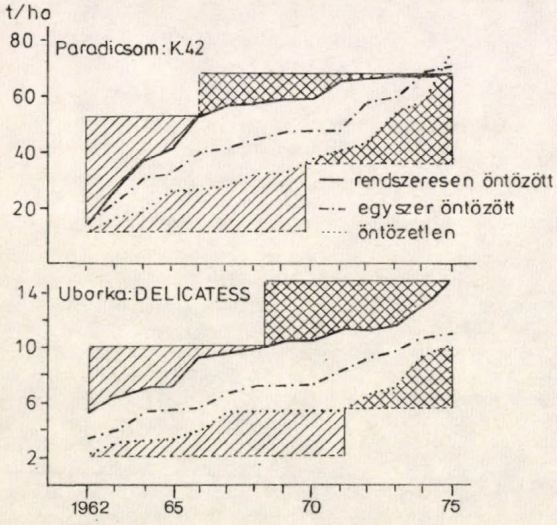
A másik feltűnő jelenség, hogy az öntözetlen, illetve a feltételezetten legkedvezőbb időpontban egyszer öntözött, valamint a talaj nedvességtartalma alapján rendszeresen öntözött kezelések – éven belül és évek között is – a termés tömegében és dinamikájában nagy eltérést mutatnak. Talán még jellemzőbb a kép, ha a három kezelés eredményeit hosszabb időtartamra, az öntözetlen kezelés növekvő terméstömegű évei szerinti sorrendbe rendezzük *(6. ábra)*. Ezt azonos évekre az uborka öntözési tartamkísérletünk eredményeivel is elvégeztük.

A paradicsomnál szembetűnő, hogy a legkisebb és a legnagyobb terméső években a kezelések között gyakorlatilag nincs különbség. Megállapítottuk, hogy az egyik esetben, a legkisebb termésnél a jobb vízellátás hatását az alacsony hőmérséklet korlátozta. A nagy terméső években pedig megfelelő hőmérséklet mellett a természetes vízellátás is elegendő volt, így az öntözés nem hatott, sőt volt, ahol kismértékű terméscsökkenést okozott. Itt tehát az öntözés közvetett kedvezőtlen hatása érvényesült.

5. ábra: Eltérő vízellátású paradicson termésalakulása. Fajta: K. 42, Gödöllő. A termeléshez minden évben március elejei vetésből származó tűzdelt palántát ültettünk ki április végén. *Jelmagyarázat:* 1. öntözetlen, 2. egyszer öntözött, 3. rendszeresen öntözött, 4. VK_{sz} 60–65%-nál öntözött, 5. egyszer öntözött.

Termesztési szempontból pl. a termelés és feldolgozás összhangja miatt rendkívül fontos, hogy az öntözéssel mennyire tudjuk csökkenteni a termés évenkénti ingadozását. Tételezzük fel, hogy egy konzervgyár az általa szerződött területen az öntözetlen kezelés ha-onkénti átlagára készül fel. Ebben az esetben az évek egy részében kevesebb termést kap, az évek más részében pedig több

termést kellene feldolgoznia. Az egyik esetben a feldolgozókapacitás egy része – évenként változó mértékben – kihasználatlan marad, a másikban pedig a termés jelentős tömege elpusztul. Láthatjuk azt is, hogy a rendszeresen öntözött kezelés sem csökkenti a termésingadozás szélsőségeit, de az évek nagyobb részé-



t/ha	ø	1× öntözött	rendszeresen öntözött
60 <	1	2	5
50-60	2	2	5
40-50	2	5	1
30-40	3	3	1
20-30	3	1	1
> 20	3	1	1

t/ha	ø	1× öntözött	rendszeresen öntözött
12 <	-	-	3
9 12	1	3	7
6- 9	3	6	3
3- 6	8	5	1
> 3	2	-	-

6. ábra: Eltérő vízellátású paradicsom és uborka termésének szóródása; Gödöllő, 1962 – 1975

ben a nagy termések szintjén kiegyenlítettebb eredményt ad. Ily módon azoknak az éveknek a kivételével, amikor a hőmérséklet korlátozza a termés kialakulását, viszonylag egyenletes, nagy terméssel számolhatunk. Az öntözéssel tehát csökkenthető a paradicsom termésingadozása. Nem így az uborkáé, ahol a mi időjárásunk mellett e növény nagyobb hőigénye a paradicsomhoz képest több esztendőben korlátozza a nagy termés kialakulását, ahol tehát a termésszint kezelésenként eltérő, de a termés ingadozása hasonló mértékű. A gyakorlatban az időjárásnak ezt a hatását sok tényező, így több fajta használata, a termőhelyek különbségei, a betakarítás körülményei stb. csökkenthetik, de nem szüntetik meg.

Milyen következtetést vonhatunk le mindebből? Természetesen, ha bízunk is benne, kicsi a valószínűség belátható időn belül a következő év időjárásának előrejelzésére úgy, hogy a termelés szerkezetét és a termőterületet ahhoz igazíthassuk. A termelés folyamán azonban éppen a meteorológia segítségével jelentős beavatkozásra van módunk. Emellett a termelő és felhasználó vállalatoknak együtt kell megtalálniok azokat a termelésszervezési és egyéb puffer lehetőségeket, amelyek a vertikum egésze szempontjából a legjobb eredményt adják. Tudnunk kell ugyanis, hogy a vertikum résztvevői – végső soron a fogyasztók, tehát mi – mind a fel nem dolgozott termést, mind a kihasználatlan kapacitást így, vagy úgy, de megfizetik. Itt tehát közvetve mai meteorológiai ismereteink korlátai is segítenek, hiszen más irányú megoldások keresésére hívják fel a figyelmünket.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2—3. szám. 1987. március—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2—3 March—June 1987 Budapest

Agrometeorológiai kutatások az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében

ANTAL EMÁNUEL, *Országos Meteorológiai Szolgálat, H—1525 Budapest, Pf. 38*

Agrometeorological researches in Hungarian Meteorological Service. Firstly the meteorologists and the ecologists undertook to discover the complicated interactions of weather, climate and agricultural production few decades ago. Nowadays agrometeorologists, ecologists and agriculturists try to elaborate quantitave methods. Useful relationship were determined between the meteorological-climatological elements and the phenological phases of the plants and the yield-values of last decades and some kind of models are used for phenological and yield forecast. The quick development of the methods of measurements and the complex agrometeorological experiments allow to recognize complicated relationship too. These new results in the agricultural meteorology make possible to give useful advice to the specialists planning and operating the development of the agriculture and the agriculturists making every day work by the agrometeorologists. A brief history of the agrometeorological experiments and researches have been carried out in Hungary and their development is appraised by the author. The increase and the differentiation in the requirements for agrometeorological informations and their financial and personal conditions are analysed.

*

Agrometeorológiai kutatások az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében. Az időjárás, az éghajlat és a mezőgazdasági termelés közötti bonyolult kapcsolatok feltárására először a meteorológusok, ökológusok vállalkoztak sok-sok évtizeddel ezelőtt. Jelenleg agrometeorológusok, ökológusok és mezőgazdászok törekszenek kvantitatív módszerek kidolgozására reményt keltő eredményességgel. Már a korábbi évtizedekben is sikerült jól hasznosítható kapcsolatokat megállapítani az egyes időjárási-éghajlati elemek és a növények egyes fejlődési fázisa, ill. a terméseredmények között, s jelenleg számos modellt alkalmaznak a fejlődési fázisok és a várható termés előrejelzésére. A mérési és megfigyelési módszerek rohamos fejlődése, a komplex agrometeorológiai kísérletek a jelenben és a jövőben lehetővé teszik a bonyolultabb összefüggések feltárását is. Ezek az új agrometeorológiai kutatási eredmények nagyban hozzájárulnak ahhoz, hogy egyre hasznosabb tanácsokat adhassanak agrometeorológusaink a mezőgazdaság fejlődését tervező, irányító szakembereknek, ill. a mindennapi munkafolyamatot szervező mezőgazdászoknak. Szerző röviden áttekinti a hazai agrometeorológiai kísérletek, megfigyelések és kutatások történetét, értékelve a tapasztalható fejlődést is e téren. Elemzi az agrometeorológiai szolgáltatások iránti igények növekedését és differenciálódását, majd hozzávéve az anyagi és személyi feltételeket rámutat a jövőben várható fejlődés főbb irányaira.

*

Hazánk területének éghajlata eleve megszabja, hogy milyen növényfajokat lehet termeszteni és milyen eredményességgel. Mérsékelt övi éghajlatunk általában kedvező feltételeket biztosít a szántóföldi növénytermesztés, a zöldség-, a gyümölcs- és a szőlőtermesztés számára. Éghajlatunkra azonban az is jellemző, hogy az időjárás nemcsak napról napra, hanem évről évre is jelentős mértékben ingadozik. A változékonyság pedig igen széles skálára terjed ki. A szélsőséges hőmérséklet, a tartós szárazság, ill. bőséges csapadék, a vihar, a jégeső egyes helyeken és bizonyos években akár a teljes termés pusztulását is előidézheti.

Időjárásunk változékonysága, szeszélyessége nemcsak a növény életére, fejlődésére, terméshozamára hat ki, hanem a mezőgazdasági munkák menetére, végrehajtására, egyszóval az egész mezőgazdasági munkaszervezésre is. Mezőgazdaságunk különösen a korábbi évszázadokban volt erősen függő helyzetben az időjárás alakulásától. Az agrotechnika fejlődésével, az egyre korszerűbb technológiai eljárások alkalmazásával, a biológiailag értékesebb és ellenállóbb fajták termesztésbe állításával valamelyest csökkent a mezőgazdaság időjárás-érzékenysége. A függőség azonban alapjában véve megmaradt. Sőt, minthogy az egy hektárra eső termelési érték rendkívüli módon megemelkedett, az adott időjárási kár is egyre magasabb értékű lett. Amíg pl. az ötvenes években a 100%-os kárt okozó jégeső hektáronként 15—20 q veszteséget okozott, addig napjainkban egy ugyanolyan jégverés már 40—50 q gabona pusztulását eredményezi.

A fentiek alapján érthető, hogy az időjárás és az éghajlat mindig is alapvető témája volt a mezőgazdászoknak. Annak ellenére azonban, hogy Magyarországon erősen függő helyzetben volt a mezőgazdasági termelés az időjárástól, nincs nagy múltja a meteorológiai tényezők növényzetre gyakorolt hatásainak feltárására irányuló kutatásoknak. Mint más meteorológiai témáknál, ez esetben is *Berde Áron „Légtüneménytan"* c. munkájára hivatkozhatunk *(Berde, 1847)*. Ez volt az első meteorológiai mű hazánkban, amelyben agrometeorológiai, vagy inkább agroklimatológiai megállapítások találhatók általánosított formában. Sajnos, a XIX. század második felében már nem jelent meg további olyan munka, amelyik agrometeorológiai fejezeteket is tartalmazott volna.

Kéri (1970) szakirodalom feltáró munkássága alapján agroklimatológiai vonatkozású anyagot találhatunk még *Hunfalvy János: „A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása"* c. több kötetes munkájában és *Greguss Gyula* „Természettani földrajz" c. művében. Ezeken kívül néhány természettudós a természet szeretetéből fakadóan évtizedeken át folytatott meteorológiai megfigyelést, s voltak próbálkozások az időjárás és a növényzet közötti kapcsolatok feltárására is.

Az 1870-ben megalakult Meteorológiai és Földdelejességi Magyar Királyi Központi Intézetben sem került sor agrometeorológiai mérésekkel és kutatásokkal foglalkozó személy alkalmazására. Az intézet évkönyveiben ugyan találhatunk növényfenológiai adatokat 1871-től 1885-ig, ez az adatgyűjtés azonban nem a Meteorológiai Intézet szervezésében folyt.

Hegyfoky Kabos (1902) a múlt század utolsó éveiben szervezte újjá a növényfenológiai adatgyűjtést. Növényfenológiai feldolgozásainak eredményeit publikálta is néhány dolgozatában.

Annak ellenére, hogy a Meteorológiai Intézet 1893-ban a Földművelésügyi Minisztérium felügyelete alá került, nem történt kezdeményezés az agrometeorológiai kutatások megszervezésére. Csak 27 év múltán, 1920-ban szervezték meg az agrometeorológiai osztályt *Sávoly* Ferenc vezetésével. Érdeklődésének középpontjában az időjárás-éghajlat és a mezőgazdasági termelés kapcsolatának vizsgálata állt, különös tekintettel a peronoszpóra időjárási feltételeinek feltárására (*Sávoly*, 1912). A ma is figyelemreméltó „Mezőgazdaság és Meteorológia" c. tanulmányában (*Sávoly*, 1915) kifejtett nézete szerint, aki agrometeorológiai kutatásokkal kíván foglalkozni, annak egyaránt jártasnak kell lennie mind a meteorológiában, mind a mezőgazdasági tudományok területén. Ez az igény ma is helytálló.

Az 1928-ban megszűnt agrometeorológiai osztály munkáját az éghajlati osztály vette át és ellátta az agrometeorológiai szolgáltatások feladatkörét is. Agrometeorológiai *kutatómunka* azonban nem folyt a Meteorológiai Intézetben. A harmincas években csupán néhány jeles agrárszakember próbálkozott agrometeorológiai vizsgálatokkal, egy-egy tanulmány megjelenésén túl azonban a szervezett kutatást nem sikerült elindítaniok.

Az Országos Meteorológiai és Földmágnességi Intézetben a háború után ismét megszervezték az agrometeorológiai osztályt, amelynek alapvető feladatául a a növényfenológiai hálózat létrehozatalát, ill. az éghajlati adatok feldolgozását tűzték ki a mezőgazdaság igényeinek megfelelően.

Az agroklimatológiai feldolgozásokkal szembeni újabb igényeket *Kulin* (1955) fogalmazta meg „Az agrárklimatológia néhány kérdése" c. tanulmányában. Kifejti, hogy „. . . a nagyvonalú éghajlati tájékoztatáson kívül szükség van annak ismeretére is, hogy a mezőgazdasági termelés szempontjából előnyös és hátrányos különböző időjárási események bekövetkezése milyen valószínűséggel várható, mégpedig az ország különböző vidékein és a termelés különböző szakaszaiban. Vagyis olyan éghajlati számértékekre van szükség, amelyek rámutatnak a távoli jövő időjárásának lehetőségeire és valószínűségeire is". E program hatására az 50-es években és a 60-as évek elején egyre-másra jelentek meg az éghajlati adatok mezőgazdasági célú feldolgozásának eredményei tanulmányok és kiskiadványok formájában. Kezdeményezés történt az agrometeorológiai kísérletek indítására is Mátraszentlászlón és a Bakonyban levő Lókúton, ahol 1953-ban fagykísérleti állomást szervezett az OMI agrometeorológiai osztálya az őszi gabona télállóságának vizsgálatára (*Kulin*, 1954a). Az 50-es évek elején végzett agroklimatológiai munkákról *Kulin* (1954b) számolt be. Munkájában megállapítja, hogy „A két-három év óta folyó mezőgazdasági célú éghajlati feldolgozások igen szép eredményeket hoztak, de még nem kielégítők. A tulajdonképpeni agrometeorológiai tudományos kutatómunka még csak kezdetleges állapotban van. Növényfenológiai hálózatunk gyér, és még igen rövid múltú. A Szovjetunióéhoz hasonló agrometeorológiai hálózatunk tulajdonképpen nincs. . . Agrometeorológiai obszervatóriumunk szintén hiányzik. Az agrometeorológia jelentőségének felismerése ma még hazánkban nem eléggé általános." Ezek a mondatok egyúttal a fontosabb teendőkre is céloztak.

E szakmai programadás részben már azoknak a szakmeteorológusoknak szólt, akik 1954-ben, s utána még 3 éven át kerültek ki az ELTE meteorológus szakáról. Közben *Kulin* (1954b), az Országos Meteorológiai Intézet (OMI) agrometeorológiai osztályának akkori vezetője, a Tudományos Tanács 1954. március 11-i ülésén kiemelte: „Foglalkoznunk kell azzal a gondolattal, hogy mezőgazdasági intézményeink számára agrometeorológiai megfigyelési és kutatási módszereket dolgozzunk ki." Ezen az ülésen jelentette be azt is, hogy Martonvásáron agrometeorológiai obszervatórium épül.

A mérésekre és kísérletekre alapozott agrometeorológiai kutatások elindításának szükségességét hangoztatta *Dési* (1955), az OMI akkori igazgatója is „A meteorológiai kutatás időszerű kérdései" c. munkájában. Ebben leírja: „. . . meg kell vetnünk agrometeorológiai kutatásaink bázisát is. Ha megteremtjük az agrártudományok keretében folyó kutatásokkal a szoros együttműködés konkrét feltételeit célunkat el fogjuk érni. Eddigi eredményeink még szerények, de perspektívánk biztató. Martonvásárott leraktuk egy agrometeorológiai intézet alapjait, s ha a jövőben a nagyobb agrártudományi kutatóintézetekkel kapcsolatot létesítünk, széles és termékeny talajon állva művelhetjük az agrometeorológiát". Az MTA Mezőgazdasági Kutatóintézete területén felépült obszervatóriumban 1955. szeptember 1-jén indult el a kísérletekre alapozott agrometeorológiai kutatómunka, frissen végzett diplomás szakmeteorológusokkal (vezető: *Pletser* János).

A martonvásári obszervatórium munkatársai az első években a talajművelés és a talajtakarás mikrometeorológiai kérdéseivel foglalkoztak (*Kozma, Varga*, 1957, 1958; *Pletser*, 1960a, 1960b, 1961a; *Varga*, 1963), majd a kukorica és a búza fejlődésének agrometeorológiai vizsgálatára fordították figyelmüket (*Varga*, 1967; *Pletser*, 1967, 1968). Az elmúlt harminc év során természetesen egyéb agrometeorológiai vizsgálatokat is folytattak az obszervatórium tudományos

munkatársai. Többek között foglalkoztak a fagyvédelem (*Szilágyi*, 1961), a fitotron (*Pletser*, 1977; *Ábrányi, Magyarics, Pletser, Timár*, 1984), az üvegház (*Morvai*, 1961; *Szakály*, 1961), a terményszárítás (*Pletser* 1961b) agrometeorológiai kérdéseivel, számos publikációt közölve eredményeikről.

A meteorológiai kutatások fellendülésének kezdeti időszakában egy további jelentős esemény segítette az agrometeorológiai kutatás kibontakozását. Nevezetesen 1959. augusztus 20-án avatták fel az OMI második agrometeorológiai obszervatóriumát Kecskeméten (vezető: *Szilágyi* Tibor), a Duna—Tisza közi Mezőgazdasági Kísérleti Intézet kertjében. A kezdeti években a vizsgálatok döntő többsége a talaj és a talajközeli légréteg lehűlési problémáival (*Kozma, Stollár, Szilágyi*, 1961), a hótakaró hatásával (*Stollár*, 1960), a kisugárzási fagy előrejelezhetőségével foglalkozott, de sor került agrometeorológiai műszerek fejlesztésére is (*Kozma, Stollár, Szilágyi*, 1960; *Kozma*, 1962). Ezekkel párhuzamosan megindult a paradicsom agrometeorológiai vizsgálata is (*Szilágyi*, 1966, 1967), amely nagyon sok részletkérdésre kitért a hatvanas, hetvenes években. E témakörben publikációk sorozata jelent meg meteorológiai és mezőgazdasági szaklapokban. A Kecskeméti Obszervatórium munkatársai a hatvanas évek közepétől bekapcsolódtak a szőlő, zöldség és gyümölcs evapotranspirációjának, vízigényének és öntözővízigényének vizsgálatába, amiből szintén számos tanulmány született.

A hazai agrometeorológiai kutatásoknak új irányzatot adott az 1958-ban induló „Balaton-kutatás" keretében végzett terepklimatológiai méréssorozat. Ekkor ugyanis első ízben került sor hazánkban evapotranspiráció meghatározására turbulens diffúziós és energiaháztartási módszerrel (*Antal*, 1959, 1961a, 1961b).

Az 1958—1962. között nagy intenzitással folytatott „Balaton-kutatás" során került alkalmazásra az akkor korszerűnek mondható módszer, amely lehetővé tette a különböző felszínek sugárzási mérlegének, energiaháztartásának és párolgási viszonyainak vizsgálatát óránkénti bontásban.

A Meteorológiai Intézet agrometeorológiai kutatásainak történetében újabb fordulópontot jelentett 1963, amikor is Szarvason az Öntözési és Rizstermesztési Kutatóintézet kísérleti területén aspiránsi téma kidolgozására agrometeorológiai kutatóállomást létesítettek (*Antal*, 1965a). Az itt kezdett agrometeorológiai vizsgálatok elsődleges célja volt olyan módszer kidolgozása, amely lehetővé teszi a különböző növényállományok öntözési időpontjának és az öntözendő víz mennyiségének előrejelzését meteorológiai információk alapján (*Antal*, 1965b). Ennek érdekében a korábban létesített két agrometeorológiai obszervatórium műszerezettségét jelentős mértékben meghaladó kutató- és kísérleti állomást hoztunk létre, ahol folyamatos volt a sugárzási összetevők, a talaj- és a léghőmérséklet, valamint a szélsebesség regisztrálása. A növényállomány vízigényének meghatározására 4—5 m^2-es Thornthwaite—Mather-féle evapotranspirométereket helyeztünk el, míg a tényleges evapotranspiráció számítása érdekében óránként folytak a turbulens diffúziós módszer alkalmazásához szükséges mérések. A gyökérzóna talajnedvesség-tartalmát a hagyományos termogravimetriás eljárással határoztuk meg dekádonként.

A meteorológiai elemek, ill. a különböző növényállományok vízigénye és vízfogyasztása közötti összefüggések feltárása érdekében igen részletes növényfenológiai és fenometriai mérések is folytak. Az itteni agrometeorológiai kutatások programja évről évre bővült és egyre több szakember kapcsolódott be a növényzet vízháztartási kérdéseivel foglalkozó vizsgálatokba. Néhány évi kutatás eredményeként a szarvasi agrometeorológiai kísérletek alapján új módszer született a potenciális és a tényleges evapotranspiráció számítására (*Antal*, 1968).

Miközben az itt telepített evapotranspirométerek száma jelentősen megnövekedett az évek során, úgy egyre több agrometeorológiai kérdés kerülhetett tisztázásra a növényállományok vízháztartási viszonyaira vonatkozólag. Ilyenek voltak többek között a faj és a fajta (*Antal*, 1966; *Antal, Posza*, 1967; *Endrődi* 1968; *Posza, Tóth*, 1969), az állománysűrűségnek (*Walkovszky*, 1978a), a vízellátottság mértékének hatása a potenciális, ill. a tényleges evapotranspirációra (*Antal, Endrődi*, 1972). Vizsgálódás tárgyát képezte továbbá a talajvíz mélységének hatása az evapotranspirációra (*Posza*, 1978). Igen széles körű volt a műtrágyázás és az evapotranspiráció (*Posza*, 1977; *Dávid*, 1979, 1980), ill. a terméseredmény közötti kapcsolatok elemzése is (*Tóth*, 1978), ám a kutatások zöme az öntözővíz-szükséglet meteorológiai módszerekkel történő meghatározására irányult (*Antal, Posza, Tóth*, 1972, 1974; *Antal, Endrődi*, 1972; *Endrődi*, 1974, 1978; *Posza, Tóth*, 1973).

Részletes vizsgálatok folytak ez idő tájt a növényállományok sugárzás- és hőháztartási összetevőinek feltárására is (*Kissné Tóth E.*, 1965; *Weingartner*, 1966, 1967; *Tóth*, 1966, 1972; *Antal, Posza, Tóth*, 1974). E témakörökből 1963-tól napjainkig több mint száz agrometeorológiai publikáció jelent meg.

A szarvasi agrometeorológiai kutatóállomáson folyó kísérletek olyan mértékben kibontakoztak a 70-es évek elejére, hogy döntés született a kísérleti állomás obszervatóriummá fejlesztésére. Az új objektum az Arborétum mellett épült fel, s 1974-ben került átadásra (vezető *Posza* István). Szakmai profilja továbbra is az öntözés, a növényállományok sugárzás-, hő- és vízháztartási rendszerének vizsgálata maradt. Az utóbbi években az evapotranspirométeres vizsgálatok hangsúlyozottabban a konzervipari növényekre tolódtak.

A szarvasi agrometeorológiai kutatások kezdeti eredményeire felfigyeltek az öntözéssel foglalkozó szakemberek is. Az Országos Vízügyi Főigazgatóság 1965 őszén megbízást adott a Meteorológiai Intézetnek arra, hogy egységes elvek szerint Szarvason, Kecskeméten és Kisvárdán is hozzon létre evapotranspirométeres mérőállomást. A hálózat 1966-ra el is készült. Ugyancsak az OVF megbízásából a Gödöllői Agrártudományi Egyetem Földműveléstani és Növénytermesztési tanszéke is létrehozott azonos elvek szerint működő ET állomást Szolnokon, Gödöllőn és Pakodon. E hat állomást az OMI és a GATE egységes elvek szerint több éven át üzemeltette az OVF finanszírozásával. Ezek a vizsgálatok szolgáltak később az OVF által kidolgozott öntözési norma szabványaihoz.

A hatvanas évek végén a Meteorológiai Intézet részben saját kezdeményezésre, részben más intézményekkel együttműködve további evapotranspirométeres kutatóállomásokat létesített az ország különböző helyein. Többek között Keszthelyen és Kapuvárott szántóföldi növénykultúrákkal, a Fertő tavon nádas állománnyal (*Szilágyi*, 1975; *Walkovszky*, 1977, 1978b), Kecskemét–Katona telepen és Egerben a Szőlészeti és Borászati Kutatóintézettel közösen szőlőkultúrával (*Füri, Kozma*, 1972, 1975, 1978; *Kozma, Füri* 1974), Érd–Elvira majorban pedig a Gyümölcs- és Dísznövénytermesztési Kutató Intézettel együttesen gyümölcskultúrával betelepített evapotranspirométereket helyeztünk el (*Stollár*, 1973; *Stollár, Gergely*, 1978; *Gergely, Stollár*, 1980).

Az öntözéssel kapcsolatos agrometeorológiai feladatokat 1965-ben az alábbiakban foglaltuk össze (*Antal*, 1965a, 1965b):

a) Az időbeli és területi átlagos öntözővíz-szükséglet és az éghajlati vízhiány, valamint ezek szélsőséges értékeinek meghatározása, továbbá az öntözési rend, az öntözési tájékoztató és az öntözési prognózis kidolgozásához szükséges módszerek előállítása;

b) Az öntözés átlagos és tényleges időpontjának meghatározása;

c) Az öntözés hatása a növényállomány mikroklímájára;

d) A természetes és mesterséges víztározókból és az öntöző csatornákból elpárolgó víz mennyiségének meghatározása, előrejelzése;

e) Az esőztető öntözés párolgási vízveszteségének meghatározása.

A több mint 20 évvel ezelőtt kijelölt 5 feladat ma is időszerű, bár az *a)* és a *b)* pontban foglalt feladatok jelentős részét megoldották agrometeorológusaink. Tennivaló azonban a következő generáció számára is bőven kínálkozik.

Az agrometeorológiai kutatásoknak újabb lendületet hozott az 1977-es esztendő. A Nyíregyházi Konzervgyár ugyanis ekkor indította az igen széles alapokra helyezett „Komplexen integrált konzervipari számítógépes termelésirányítást előkészítő kutatások" c. OMFB kutatási-fejlesztési témát. Ezt a több mint 30 millió Ft-tal támogatott témát az OMSZ agrometeorológusai koordinálták, akik aktívan részt vállaltak a megvalósításban is. E nagyszabású kutatási-fejlesztési munka során olyan agrometeorológiai kutatásokat kellett végezni, amelyek a korábbi mérési eredmények felhasználásával létrehozták azokat az alapösszefüggéseket, amelyek birtokában lehetővé vált a zöldségfélék termesztésének számítógépes programozása. Alapvető feladat volt olyan agrometeorológiai modellek kidolgozása, amelyekkel az ún. „optimális vetési időpont" helyett a tényleges időjárási viszonyokat és a rendelkezésre álló agrometeorológiai feltételeket figyelembe vevő „ésszerű vetési intervallum" lép. Ebben az intervallumban szakaszolják a vetést számítógépes irányítással úgy, hogy a talaj és az éghajlati erőforrás kihasználásával a termés növekedjék.

A programon belül az agrometeorológiai kutatómunka másik fontos területe volt a növény fejlődésének, az érés időpontjának és a termés várható mennyiségének előrejelzését lehetővé tevő modellek kidolgozása. Elvárás volt, hogy a kifejlesztendő modellek tegyék lehetővé, hogy az alkalmazás során a tényleges időjárási viszonyok naponkénti figyelembevételével prognosztizálni lehessen a várható nyersanyag rendelkezésre állását. Ez teszi lehetővé ugyanis a betakarítás, a szállítás és a feldolgozói kapacitás optimális szervezését. Célkitűzés volt, hogy az agrometeorológiai előrejelzés pontossága a betakarítást megelőző időszakban elérje a 90–95%-os beválási valószínűséget. Ehhez a kutatási periódusban a növény fejlődésének, állapotának megbízható szimulálására, nyomon követésére alkalmas agrometeorológiai fejlődési modelleket kellett kifejleszteni a zöldborsó, a zöldbab, az uborka, a paradicsom és a szamóca konzervipari növényfélékre (*Erdős, Gulyás, Légrádi, 1980*; *Dávid, Anda*, 1984, 1985; *Posza, Walkovszky*, 1985; *Lambert, Szilágyi, Walkovszky*, 1986).

E konzervprogram keretében a 70-es évek végén tovább fejlődött az agrometeorológiai műszer- és berendezéspark mind hazai, mind szocialista, mind pedig tőkés viszonylatból. E program kapcsán létesült a Nyíregyházi Agrometeorológiai Obszervatórium egy komplett evapotranspirométeres mérőállomással (vezető *dr. Kiss Attiláné*). Agrometeorológiai obszervatóriumaink és kutatóállomásaink 1977 óta a konzervipari növények vizsgálatára helyezték a hangsúlyt, ám ezzel párhuzamosan továbbra is folynak azok a kutatások, amelyek megalapozó jellegűek, vagy amelyek a partner intézménnyel kötött megállapodásokból hárulnak kutatóinkra. E témakörben is tovább gazdagodott a magyar agrometeorológiai irodalom (*Novák, Szilágyi*, 1980; *Posza*, 1980; *Kádár*, 1981; *Fekete*, 1981; *Novák*, 1981, 1982; *Posza, Zárbok*, 1985).

A hatvanas években nemcsak a kísérleti agrometeorológiai kutatás haladt előre óriási léptekkel, hanem a fenológiai és éghajlati adatok elemzésére támasz-

kodó agroklimatológiai és agrometeorológiai kutatás is. Ekkorra ugyanis már megfelelő hosszúságú fenológiai és termésmennyiségi adatsorokhoz lehetett hozzájutni részben a Meteorológiai Intézet hálózatából, részben mezőgazdasági intézményektől. Ezen adatsorok birtokában megindultak a kvantitatív elemzések, mindenekelőtt az őszi búzára összpontosítva (*Varga*, 1976, 1979). Egyre-másra jelentek meg azonban a burgonya, a cukorrépa és a kukorica fejlődésével és terméseredményével foglalkozó agrometeorológiai cikkek is (*Ajtay*, 1969; *Dunkel, Zárbok*, 1980; *Kmetykó*, 1979, 1984).

Az agrometeorológiai előrejelzések érdekében folytatandó kutatások irányvonalát *Dési* (1968) agroklimatológusaink számára e szavakkal fogalmazta meg: „... megalapozott módszerekkel kíséreljük meg az időjárás-növény kapcsolat elemzését, s minden olyan növényre gondolunk majd, amelyeknek fejlődési fázisait – hosszabb fenológiai sorok alapján – jól ismerjük. E vizsgálatok – végső soron – betetőzik azt az előkészítő munkát, amelyet a mezőgazdaság korszerű agrometeorológiai tájékoztatása alapjának lerakása érdekében évekkel ezelőtt megkezdtünk már."

Széles körű és eredményes munka folyt az agroklimatológiai körzetesítés érdekében is (*Ajtay, Dunay, Kmetykó, Varga*, 1972; *Botos, Varga*, 1974). Néhány növényféleségre el is készült azóta az európai szocialista országok agroklimatológiai térképsorozata (*Herskovits*, szerk., 1971; *Herskovits*, szerk., 1979). Az agroklimatológiai vizsgálatok során időközben olyan heti, dekád és havi éghajlati paramétereket számítottak ki, amelyek megalapozták a rendszeres agrometeorológiai tájékoztatást, agrometeorológiai előrejelzést. Igaz, mindez elsősorban operatív tevékenység, ám e témakörben is rendszeres kutatómunka folyik az eddig bevezetett agrometeorológiai szolgáltatási módszerek fejlesztésére (*Vadász*, 1980; *Kmetykó*, 1979, 1984; *Varga*, 1979; *Szalai, Varga*, 1980).

A szántóföldi kísérletekre alapozó agrometeorológiai kutatás újabb fejlődési szakasza kezdődött a hetvenes évek végén és a nyolcvanas évek elején, amikor az egyszerű meteorológiai elemek mérésén túl megkezdődött a fotoszintetikusan aktív sugárzás növényfejlődésre gyakorolt hatásának beható tanulmányozása (*Dávid, Morvai*, 1978; *Ábrányi*, 1978; *Hunkár*, 1985; *Galló*, 1985; *Hunkár* 1986a). E vizsgálatokkal szinte párhuzamosan indult a CO_2 asszimiláció mérése és agrometeorológiai értékelése. Kezdetben őszi búza volt a kísérleti növény (*Ábrányi*, 1977, 1978; *Ábrányi, Magyarics, Pletser, Timár*, 1984), a vizsgálatokat azonban később a kukorica jelzőnövényre összpontosították agrometeorológusaink (*Dunkel*, 1985; *Anda*, 1985; *Pletser, Magyarics, Ábrányi, Timár*, 1985; *Hunkár*, 1986b). A mérésekkel egybekötött vizsgálatokat búzára vonatkozólag Martonvásáron végezték, míg a kukorica CO_2 asszimilációjának elemzése a keszthelyi agrometeorológiai kutatóállomáson folyik napjainkban is.

A fotoszintetikusan aktív sugárzás, a CO_2 asszimiláció, a zöld- és szárazanyaggyarapodás, valamint a növényállomány evapotranspirációjának rendszeres mérése lehetővé teszi a bonyolultabb dinamikus növényfejlődési modellek alkalmazását is a korszerű agrometeorológiai kutatásainkban (*Dunkel*, 1984; *Dunkel, Zárbok*, 1980).

Évtizedünkben indultak azok a kutatások az OMSZ-ban, amelyek azt hivatottak kideríteni, hogy a műholdról érkező meteorológiai információk hogyan hasznosíthatók az agrometeorológiai szolgáltatások során. E témakörben megjelent publikációkból tájékozódhatunk a távérzékeléssel nyert meteorológiai információk agrometeorológiai célú hasznosításának lehetőségeiről (*Kozma, Pintér, Tänczer*, 1982; *Vadász*, 1985).

Közel 150 esztendő agrometeorológiai kutatásait tekintettük át vázlatosan a Magyar Meteorológiai Szolgálat keretein belül. Inkább csak a jelentősebb munkákat, eseményeket, fordulópontokat emeltük ki, amelyek ösztönözték, vagy visszafogták az agrometeorológiai kutatásokat szolgálatunknál. Természetesnek tartjuk, hogy világosabb képet rajzolhatnánk a hazai agrometeorológiai kutatásokról, ha a szolgálaton kívüli, többi hazai tevékenységet is áttekintenénk. Idő hiányában azonban erre nem kerülhet sor. Annyit azonban érdemes megemlíteni, hogy a két világháború között és a háború utáni években – kb. a 60-as évek elejéig – az agrometeorológiai tárgyú publikációk főként a mezőgazdasági kutatóintézetek és az egyetemi tanszékek munkatársai tollából jelentek meg. Ez az arány akkor kezdett megváltozni, amikor létrejöttek az agrometeorológiai obszervatóriumok, ill. kutatóállomások és nagy intenzitással megindultak az agrometeorológiai kísérletek, vizsgálatok, s egyben a publikálások is.

Igaz, az Országos Meteorológiai Szolgálaton belül ma már nem egy-két ember, nem egy kis létszámú osztály, hanem egy népes Agrometeorológiai Főosztály foglalkozik az agrometeorológiai és agroklimatológiai kutatásokkal, illetve agrometeorológiai szolgáltatásokkal (tájékoztatással és előrejelzéssel).

Az agrometeorológiai kutatás és szolgáltatás jelenleg a Központi Meteorológiai Intézetben koncentrálódik az Agrometeorológiai Főosztályon belül. Szervezetileg három osztályból, négy agrometeorológiai obszervatóriumból és egy kutatóállomásból tevődik össze a főosztály. Az évenként rögzített kutatási feladatok megoldásában 30 szakember (25 meteorológus és 5 mezőgazdasági képzettségű szakember) vesz részt.

Az agrometeorológiai kutatási-fejlesztési és szolgáltató-operatív munkák aránya évről évre, a külső és belső igényeknek megfelelően változik. A 80-as évek közepén folyó alap-, fejlesztési- és alkalmazott agrometeorológiai kutatásokat röviden az alábbiakban vázolhatjuk:

- különböző növényállományok hő- és vízigényének, CO_2 asszimilációjának vizsgálata agrometeorológiai kísérletek és dinamikus modellezés útján;
- agrometeorológiai modellek kidolgozása és továbbfejlesztése szántóföldi és kertészeti kultúrák fejlődésének és terméseredményének előrejelzése céljából;
- agrometeorológiai tájékoztatási módszerek fejlesztése a korszerű fenológiai megfigyelések és éghajlati adatok alapján;
- az öntözés és műtrágyázás agrometeorológiai kérdéseinek vizsgálata;
- szántóföldi és kertészeti kultúrák optimális termőhelyeinek kijelölése az agroklimatológiai erőforrások számbavételével;
- az időjárási elemek és a növényfejlődés törvényszerűségeinek elemzése a számítástechnika bevonásával;
- agrometeorológiai mérőeszközök és megfigyelési rendszerek fejlesztése.

A kutatási feladatok megoldásához agrometeorológusaink a következő adatbázisra támaszkodhatnak:

1. Meteorológiai mérő és megfigyelő alaphálózat, vagyis a főállomások, az éghajlati állomások és a csapadékmérő állomások adataira.
2. A növényfenológiai megfigyelőhálózat adataira (19 kultúrnövényfajra és 6 vadontermő növényfajra vonatkozólag folyik az adatgyűjtés).
3. A talajnedvességmérő hálózat tíznaponkénti méréseire.
4. A speciális agrometeorológiai állomások adatbázisára.

5. Az agrometeorológiai obszervatóriumokban és a kutatóállomásokon folyó kísérletek adataira.
6. A műholdas megfigyelésekből származó meteorológiai információs rendszerre.
7. A mezőgazdasági partnerintézményektől származó olyan adatbázisra (pl. a hosszú sorozatú terméseredményekre), amivel az OMSZ saját hálózatából nem rendelkezik.

Az agrometeorológiai szolgáltatásokkal, s ebből fakadóan *a jövőbeni kutatások iránti mezőgazdasági igényeket* az alábbiakban fogalmazhatjuk meg:

Minthogy a mezőgazdaság valamennyi termelési ágát, de különösen a szántóföldi és kertészeti növénytermesztést az éghajlat és az időjárás alakulása közvetlen befolyásolja, így a tervezés, az üzem profiljának kialakítása, az üzemeltetés technológiai menetének megfogalmazása — munkagépeinek megválasztása, a fajták és a fajta-arányok helyes kialakítása, a tenyészidő megítélése stb. —, továbbá a termelési folyamat időjáráshoz alkalmazkodó levezetése csak akkor lehet tervszerű, ha annak minden lépése kellő agrometeorológiai információra, ezen belül a tervezési alapinformációra és a termelés folyamatirányító információira épül.

Az alapinformációk adják azt a keretet, amelyen belül célszerűen és gazdaságosan tervezhető az üzem felépítése, termelésmenete, illetve felmérhető az éghajlati kockázat mértéke, esetleg meghatározó jellege és elemei.

A folyamatirányító információk jórészt időjárási elemekből épülnek fel, s döntően az időjárási és agrometeorológiai előrejelzés megbízhatóságán, illetve a munkafolyamatba való beépíthetőségén mérhető hatásuk.

Új kutatási területként jelentkezik majd a tervezéshez és a termelés irányításához szükséges meteorológiai szolgáltatásokon kívül a mezőgazdasági környezet romlásából adódó problémák alapinformációinak mérése, s az adatok megfelelő feldolgozása.

Az agrometeorológiai kutatásokkal szemben támasztott új mezőgazdasági igény lesz az éghajlati tájkörzethez kötődő paraméterek mezőgazdasági célú feldolgozása, az időjárásváltozások mezőgazdasági célú előrejelzésének fejlesztése, a környezetváltozások légköri jelenségeinek okozati regisztrálása.

A mezőgazdaság távlati fejlesztése bizonyos differenciált adatszolgáltatási igényt támaszt a klimatológiai adatokkal szemben is.

A jövőben a talajállapotra vonatkozó megfigyeléseket és kutatásokat is egyre jobban igénylik majd. Egy-egy táj talajainak művelési lehetősége, erőgéppel való terhelhetősége, mind-mind olyan tervezési bázisadat, amelyeknek alátámasztására csak a hosszú éghajlati adatsorok alkalmasak.

Természetesen további segítséget jelenthet ezen a téren a talajnedvesség változását jellemző adatsor is (tájegység és talajtípus bontásban, mezőgazdasági célokra alkalmas feldolgozási formában).

A korszerű, környezetkímélő permetezés érdekében agrometeorológiai modellek kidolgozása, ill. ezek főbb összetevőinek folyamatos szolgáltatása lesz majd szükséges. Egy ilyen kutatási eredmény nemcsak az eredményes permetezést, hanem a növényi betegségek elleni hatásos küzdelmet is segítené, sőt a környezetvédelem egyes kérdéseihez is kapcsolódnék.

Felvetéseinkkel azt kívánjuk érzékeltetni, hogy az éghajlati adatok tájkörzeti csoportosításbani közreadása nélkülözhetetlen eleme az üzemi, a nagyüzemi tervezésnek éppenúgy, mint az országos irányításnak.

A mezőgazdasági üzemek termesztés-technológiai folyamatainak irányítói leginkább a növény- és a zöldségtermesztésben igénylik a megbízható előrejelzése-

ket. Ez természetes, hiszen a szántóföldi tábla nemcsak a termelés eszköze, de egyben az agrotechnikai munkák tárgya és színhelye is.

Ugyanakkor, a növény növekedési és fejlődési állapotától függően, — a tenyészidő különböző szakaszaiban — az időjárási előrejelzésnek más és más elemei lehetnek fontosak. Sőt, időről-időre változhat az általános előrejelzést kiegészítő speciális mezőgazdasági igény is. Más-más elemek lehetnek fontosak, s más-más időtartamokra szóló igény léphet fel. A fentiek alapján várható, hogy az elkövetkező években célszerű lenne egy mezőgazdaság-centrikusabb prognosztikát kialakítani.

Az agrometeorológiai kutatások jövő perspektíváit illetően összefoglalóan elmondhatjuk, hogy az elvárások növekedni fognak mind az alapkutatásokkal, mind a szolgáltatási módszerek fejlesztésével szemben. Várható továbbá, hogy fokozódni fog az igény az együttműködés iránt. Megnövekszik a kereslet majd az éghajlatváltozás és éghajlatingadozás mezőgazdasági kihatásainak feltárására irányuló agrometeorológiai kutatások iránt.

IRODALOM

Ajtay Á., 1979: A burgonya terméshozamának előrejelzése meteorológiai paraméterek segítségével. *Burgonyatermesztés*, 2. sz., 35–52.

Ajtay Á., Dunay S., Kmetykó K. és *Varga H. Z.*, 1972: Agroklimatológiai térképek és valószínűségi grafikonok készítése. *Beszámolók*, 1969. OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVI. 417–422.

Anda A., 1985: A fotoszintetikus szén-asszimiláció alapfolyamatai. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 98–114.

Antal E., 1959: A természetes felszín evapotranspirációja a Balaton térségében. *Időjárás 63*, 85–93.

Antal E., 1961 a: Levendulaállomány evapotranspirációjának kiszámítása turbulens diffúziós módszerrel. *Beszámolók*, 1961. OMI Hiv. Kiadv., XXIV. 184–193.

Antal E., 1961b: Energiaháztartás-mérések a Tihany-félszigeten. *Időjárás 65*, 40–46.

Antal E., 1965a: Az öntözéssel kapcsolatos hő- és vízháztartás-mérések célja és várható eredményei. *Beszámolók*, 1964. OMI Hiv. Kiadv., XXVIII. 46–59.

Antal E., 1965b: Öntözés és meteorológia. *Időjárás 69*, 248–257.

Antal E., 1966a: Egyes mezőgazdasági növényállományok potenciális evapotranspirációja. *Öntözéses Gazdálkodás, Vol. IV.*, No. 1., 69–86.

Antal E., 1966b: A kukorica és a lucernaállomány maximális vízfogyasztásának mérése. *Beszámolók* 1964, OMI Hiv. Kiadv., XXVIII. 60–65.

Antal E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Kandidátusi értekezés, 147 oldal.

Antal E. és *Posza I.*, 1967: A kukoricaállomány evapotranspirációjának jellemzői. *Beszámolók* 1966, OMI Hiv. Kiadv., XXXIII. 499–509.

Antal E. és *Endrődi G.*, 1972: A burgonya vízigénye és öntözővízszükséglete. *Időjárás 76*, 223–233.

Antal E., Posza I., 1970: A különböző növényállományok növénykonstansai és változásuk a tenyészidő folyamán. *Beszámolók* 1968, OMI Hiv. Kiadv., XXXV. 452–460.

Antal E., Posza I. és *Tóth E.*, 1972: A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai. *Időjárás 76*, 302–313.

Antal E., Posza I. és *Tóth E.*, 1974: A kukorica hő- és vízháztartás rendszerének kapcsolata az öntözővíz-szükségletével. *Beszámolók*, 1971, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVIII. 142–158.

Ábrányi A., 1977: A búza CO_2 asszimilációjának tanulmányozása fitotronban. *Beszámolók* 1973, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIII. 211–213.

Ábrányi A., 1978: Őszi búza termésének elemzése fotoszintetikus modell alapján. *Beszámolók* 1975, OMSZ Hiv. Kiadv., LXV. 133–136.

Ábrányi A., Magyarics K., Pletser J. és *Timár I.*, 1984: A búza szén-dioxid asszimilációja. *Beszámolók* 1981., OMSZ Hiv. Kiadv., 285–295.

Berde Á., 1847: *Légtüneménytan*, 1. rész 229, 2. rész 238 oldal. Kolozsvár

Botos L. és *Varga H. Z.*, 1974: *Agroklimatológia és növénytermesztés*, 162 oldal, Budapest.

Dávid A., 1975: A napsugárzás hatása néhány mezőgazdasági növény fejlődésére. *Beszámolók* 1972, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXIX. 315–324.

Dávid A., 1979: Az időjárás hatása a műtrágyázott kukorica fejlődésére és terméshozamára. *Beszámolók* 1977, OMSZ Hiv. Kiadv., XLVII. 170–184.

Dávid A., 1980: Műtrágyázási kísérletek agrometeorológiai elemzése. *Beszámolók* 1978, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 181–198.

Dávid A. és *Morvai A.*, 1978: A sugárzás spektrális eloszlása kukoricaállományban. *Beszámolók* 1974. OMSZ Hiv. Kiadv., XLIV. 152–162.

Dávid A. és *Anda A.*, 1984: A paradicsom érés-ütemének, előrejelzése. *Beszámolók* 1981, OMSZ Hiv. Kiadv. 100–117.

Dávid A. és *Anda A.*, 1985: A paradicsomérés idejének és termésmennyiségének becslése hő- és nedvesség-ellátottságának alapján. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 174–184.

Dési F., 1968: Meteorology and agriculture. *Időjárás 72*, 129–137.

Dunkel Z., 1984: Szántóföldi növények fejlődésének (tömeggyarapodásának) dinamikus (szimulációs) modellezése. *Beszámolók* 1981, OMSZ Hiv. Kiadv., 269–284.

Dunkel Z., 1985: A szén-dioxid függőleges eloszlása kukorica állományban. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 82–97.

Dunkel Z. és *Zárbok Zs.*, 1980: Agrometeorológiai modellek alkalmazása a növény fejlődésének előrejelzésében. *Időjárás 84*, 239–245.

Endrődi G., 1968: Összefüggés a szabadvízfelszín és a fűfelszín potenciális evapotranspirációja között Magyarországon. *Beszámolók* 1967, OMI Hiv. Kiadv., XXXIV. 424–430.

Endrődi G., 1974: A cukorrépa vízszükségletének és öntözővíz igényének agrometeorológiai alapjai. *Beszámolók* 1971, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVIII. 186–199.

Endrődi G., 1978: A burgonya optimális evapotranspirációja és csapadékellátottsága Magyarországon. *Időjárás 82*, 89–96.

Erdős L., Gulyás O. és *Légrádi G.*, 1980: Számítógépes kísérletek a paradicsom termésmennyiségének és érésnapjának az előrejelzésére. *Beszámolók* 1978, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 116–121.

Fekete L., 1981: A zöldborsó evapotranspirációja, fenológiája és fenometriai jellemzése 1978-ban. *Beszámolók* 1979, OMSZ Hiv. Kiadv., LIII. 136–155.

Füri J. és *Kozma F.*, 1972: Öntözött és öntözetlen szőlőállomány vízháztartása. *Beszámolók* 1969, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVI. 142–156.

Füri J. és *Kozma F.*, 1975: A szőlő evapotranspirációja. *Időjárás 79*, 113–120.
Füri J., *Kozma F.*, 1978: A szőlő tényleges evapotranspirációja és öntözővíz-szükséglete. *Beszámolók* 1975, OMSZ Hiv. Kiadv., LXV. 181–194.
Galló V., 1985: Fotoszintetikusan aktív sugárzás mérése. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 140–147.
Gergely I. és *Stollár A.*, 1980: Almaültetvények és tenyészedényben nevelt fák vízfogyasztásának vizsgálata. *Beszámolók* 1978, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 138–145.
Greguss Gy., 1864: *Természettani földrajz.* A művelt rendek szükségeihez alkalmazva. Pest
Hegyfoky K., 1902: Turkeve éghajlata. *Időjárás 6*, 57–64.
Hunfalvy J., 1865: *A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása*, I–III. Pest.
Herskovits, E. L. (szerk.) 1971: *Agroklimaticseszkije reszurszü territorii szocialisticseszkih sztran Evropü.* Bolgarszkaja Akademija Nauk, Insztitut Gidrologii i Meteorologii, pp. 33.. Szofia.
Herskovits, E. L. (szerk:), 1979: *Agroklimaticseszkoje rajonirovanije pjati osznovnüh szelszkovhozjajsztvennüh kultur na territorii szocialisticseszkih sztran Evropü.* Bolgarszkaja Akademija Nauk, Insztitut Gidrologii i Meteorologii, pp. 123, Szofia.
Hunkár M., 1984: A simple calculation of the vertica-profile of average PAR flux density within a maize stand. *Időjárás 88*, 139–144.
Hunkár M., 1985: A fotoszintetikusan aktív sugárzás vertikális profilja kukoricaállományban. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 125–139.
Hunkár M., 1986a: Napsugárzásmérleg és fényhasznosulás kukoricaállományban. *Időjárás 90*, 221–227.
Hunkár M., 1986b: A növényfejlődés dinamikus modelljében alkalmazott növekedési függvények. *Beszámolók* 1983, OMSZ Hiv. Kiadv., 111–120.
Kádár F., 1981: A szamóca (Fragarica vesca L.) fenológiája, fenometriája és vízfogyasztása 1979-ben. *Beszámolók* 1979, OMSZ Hiv. Kiadv., LIII. 121–135.
Kádár F., 1984: A szamóca érésdinamikája az időjárási tényezők függvényében. *Beszámolók* 1981, OMSZ Hiv. Kiadv., 117–127.
Kéri M., 1970: *Fejezetek a magyar meteorológia történetéből.* Az agro- és biometeorológia története Magyarországon. Országos Meteorológiai Szolgálat, 213–245. Budapest
Kmetykó K., 1979: Terméshozam előrejelzés meteorológiai paraméterekkel. *Tud. Napok'78.*, OMSZ Hiv. Kiadv., XLVIII. 95–102.
Kmetykó K., 1984: A kukorica területi termésátlagának előrejelzése meteorológiai paraméterek segítségével. *Időjárás 88*, 232–237.
Kozma F., 1962: Termisztoros hőmérséklet- és légnedvességmérő berendezés. *Időjárás 66*, 180–181.
Kozma F. és *Füri J.*, 1974: A szőlő evapotranspirációja. *Beszámolók* 1971., OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVIII. 215–226.
Kozma F., *Pintér F.* és *Tänczer T.*, 1982: Terepklimatológiai módszerek a szőlőtermőhelyi kutatásban. *Szőlészet és Borászat*, IV. évf. 4. sz., 16–18.
Kozma F., *Stollár A.*, és *Szilágyi T.*, 1960: Szellőztetett termisztoros pszichrométer. *Időjárás 64*, 44–47.
Kozma F., *Stollár, A.*, és *Szilágyi T.*, 1961: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában. *Időjárás 65*, 220–225.
Kozma F., *Varga H. Z.*, 1957: Különböző anyagokkal takart talajok hőmérsékleti viszonyai. *Időjárás 61*, 199–207.
Kozma F. és *Varga H. Z.*, 1958: Megművelt és takart talajok hőmérsékletének napi menete. *Időjárás 62*, 150–159.
Kulin I., 1954 a: Az agrometeorológia a Szovjetunióban és hazánkban. *Időjárás 58*, 1–7.
Kulin I., 1954 b: Az agrometeorológia időszerű kérdései. *Időjárás 58*, 153–157.
Kulin I., 1955: Az agrárklimatológia néhány kérdése. *Időjárás 59*, 257–267.
Lambert K., *Szilágyi T.* és *Walkovszky A.*, 1986: A fűszerpaprika termesztésének néhány agrometeorológiai vonatkozása. *Beszámolók* 1983, OMSZ Hiv. Kiadv., 53–66.
Morvai A., 1961: Üvegházi gombatermesztés agrometeorológiai vizsgálata. *Beszámolók* 1960, OMI Hiv. Kiadv., XXIV. 231–236.
Novák J. és *Szilágyi T.*, 1980: Adatok az uborka (Cucumis Sativus L.) evapotranspirációjához. *Beszámolók*, 1978, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 199–209.
Novák J., 1981: Adatok a konzervipari zöldbab termesztésének agrometeorológiai vonatkozásaihoz. *Beszámolók* 1981, OMSZ Hiv. Kiadv., LIII. 156–181.
Novák J., 1982: A konzervzöldbab fenofázisaiban a vízellátottság hatása az érésütemre. *Beszámolók* 1980, OMSZ Hiv. Kiadv., 125–138.
Pletser J., 1960a: Száraz és nedvestalaj hőmérséklete. *Időjárás 64*, 48–49.
Pletser J., 1960b: Öntözött talaj hőmérséklete. *Időjárás. 64*, 112–114.
Pletser J., 1961a: Kapált és kapálatlan talaj hőmérséklete *Időjárás 65*, 183–186.
Pletser J., 1961b: A szénaszárítás agrometeorológiai vizsgálata. *Beszámolók* 1960, OMI Hiv. Kiadv., XXIV. 222–230.
Pletser J., 1967: A kukorica kelésének és növekedésének kapcsolata a talaj hőmérsékletével. *Beszámolók* 1966, OMI Hiv. Kiadv., XXXIII. 103–118.
Pletser J., 1968: A kukorica növekedésének kapcsolata a talaj hőmérsékletével és nedvességével. *Beszámolók* 1967, OMI Hiv. Kiadv., XXXIV. 117–127.
Pletser J., 1977: Az első időjárási modellek a martonvásári fitotronban. *Beszámolók* 1973, OMSZ Hiv. Kiadv., XLII. 199–204.
Pletser J., *Magyarics K.*, *Ábrányi A.* és *Timár I.*, 1985: A kukorica szén-dioxid gázcseréje a kezdeti fejlődéskor. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 115–124.
Posza I. és *Tóth E.*, 1973: Előzetes kutatások a gabonaféle-lék öntözésének szükségességéről. *Beszámolók* 1970, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVII. 162–169.
Posza I., 1977: Tápanyagellátás és evapotranspiráció szántóföldi viszonyok között. *Beszámolók*, 1973, OMSZ Hiv. Kiadv., XLII. 162–168.
Posza I., 1979: A talajvíz mélységének hatása az evapotranspirációra. *Beszámolók* 1975, OMSZ, Hiv. Kiadv., LXV. 210–218.
Posza I., 1980: Konzervnövények evapotranspirációja. *Beszámolók* 1978, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 226–231.
Posza I. és *Tóth E.*, 1970: A potenciális evapotranspiráció, a vízszükséglet, a tényleges evapotranspiráció és az öntözővízszükséglet alakulása Magyarországon. *Beszámolók* 1968, OMI Hiv. Kiadv., XXXV. 434–451.
Posza I. és *Zárbok Zs.*, 1985: Szabolcs-Szatmár megyei talajok hő- és a vízgazdálkodása tekintettel a zöldségtermesztésre. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., *162–173.*
Posza I. és *Walkovszky A.*, 1985: Néhány zöldborsófajta tőmeggyarapodása és érésdinamikája. *Beszámolók* 1982, OMSZ Hiv. Kiadv., 161–173.
Sávoly F., 1912: A szőlő peronoszpórájának időjárásbeli létigényei. *Szőlészeti Kísérleti Állomás és Ampelológiai Intézet Közleménye*, 30–31. szám.
Sávoly F., 1915: Mezőgazdaság és meteorológia. *Földrajzi Közlemények*, XLIII. 8–9 sz., 333–356.
Stollár A., 1960: 1959–60. leghidegebb téli napjának hőmérséklete a talajban, hótakaróban és a levegőben. *Időjárás 64*, 229–230.
Stollár A., 1973: Vízháztartás-vizsgálatok alma állományban. *Beszámolók* 1970, OMSZ Hiv. Kiadv., 155–161.
Stollár A., és *Gergely I.*, 1978: A fiatal almaállomány evapotranspirációja. *Beszámolók* 1976, OMSZ Hiv. Kiadv., LXVI. 206–215.
Szakály J., 1961: Mikrolégáramlás növényházban. *Beszámolók* 1960, OMI Hiv. Kiadv., XXIV. 237–241.
Szalai Gy., és *Varga H. Z.*, 1980: Az őszibúza terméshozamának előrejelzése csapadék- és hőmérsékletadatok alapján. *Növénytermesztés*, 1. sz., 37–43.
Szilágyi T., 1961: Az 1960. évi fagyvédelmi kísérleteink. *Beszámolók* 1960, OMI Hiv. Kiadv., XXIV. 210–212.
Szilágyi T., 1966: A léghőmérséklet és a paradicsom érése közötti összefüggések. *Beszámolók* 1965, OMI Hiv. Kiadv. XXIX. 145–150.
Szilágyi T., 1967: Az 1966. évi szokatlan paradicsomtermés agrometeorológiai háttere. *Beszámolók* 1966, OMI Hiv. Kiadv., XXXIII. 119–125.
Szilágyi T. 1975: A Fertő tavi nád néhány fenometriai jellemzője. *Beszámolók* 1972. OMSZ Hiv. Kiadv., XXXIX 294–297.
Tóth E., 1965: A meteorológiai elemek és a hőháztartás, egyes összetevőinek alakulása lucernaállomány felett. *Beszámolók 1964*, OMSZ Hiv. Kiadv., XXVIII. 66–72.
Tóth E., 1966: A hőháztartás komponenseinek alakulása a tenyészidőszakban. *Időjárás 70*, 361–369.

Tóth E., 1972: A lucernaállomány hő- és vízháztartási, rendszere. *Beszámolók 1969*, OMSZ Hiv. Kiadv., XXXVI. 174–197.
Tóth E., 1978: A kukorica evapotranspirációja, terméshozama és vízhasznosítása különböző tápanyag- és vízellátás mellett. *Beszámolók 1975*, OMSZ Hiv. Kiadv., XLV. 241–255.
Vadász V., 1980: A vegetációs periódus hőmérsékleti összegének előrejelzése. *Beszámolók, 1978.* OMSZ Hiv. Kiadv., XLIX. 81–82.
Vadász V. 1985: Termális műholdfelvételek alkalmazási lehetőségei az agrometeorológiában. *Klimapotenciál és az agrometeorológiai információk népgazdasági hasznosítása.* XXIII. (IX.) Vándorgyűlés, Nyíregyháza, 443–461.
Varga-Haszonits Z., 1963: A füves és a hengerezett talaj hőmérséklete. *Időjárás 67*, 178–179.
Varga–Haszonits Z., 1967: A Bánkúti 1201 búzafajta vetés-kelés szakaszának hőmérsékleti viszonyai. *Időjárás 71*, 334–338.
Varga-Haszonits Z., 1972: Az őszi búza érési időpontjának előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Időjárás 76*, 146–150.
Varga-Haszonits Z., 1976: Az agrometeorológiai előrejelzések módszertani alapjai. *Időjárás 80*, 253–261.
Varga-Haszonits Z., 1979: Az őszibúza területi termésátlagának előrejelzése meteorológiai paraméterek alapján. *Időjárás 83*, 332–340.
Walkovszky A., 1977: Kísérlet a nád transpirációjának meghatározására. *Beszámolók* 1973, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIII. 145–149.
Walkovszky A., 1978a: Az állománysűrűség hatása a kukorica evapotranspirációjára. *Beszámolók* 1975, OMSZ Hiv. Kiadv., LXV. 256–259.
Walkovszky A., 1978b: A Fertő tavi nád evapotranspirációja. *Beszámolók* 1974, OMSZ Hiv. Kiadv., XLIV. 188–192.
Weingartner F., 1966: Különböző növényfelszínek sugárzási egyenlege. *Beszámolók* 1965, OMSZ Hiv. Kiadv., 131–135.
Weingartner F., 1967: Különböző felszínek és növényállományok albedója. *Beszámolók*, 1967, OMI Hiv. Kiadv., XXXIV. 431–437.

Az OMSZ (OMI) munkatársai által írt agrometeorológiai könyvek jegyzéke

Aujeszky L., 1930: *Védekezés az időjárási károk ellen*, Budapest, MMT kiadványai, 2. kötet, 157 oldal.
Aujeszky L., Berényi D. és *Béll B.*, 1951: *Mezőgazdasági meteorológia.* Budapest. Akadémiai Kiadó, 550 oldal.
Bacsó N., 1946: *Az éghajlattan elemei növénytermesztők számára.* Karcag, Kertész József Könyvnyomdája, 100 oldal.
Bacsó N., 1973: *Bevezetés az agrometeorológiába.* Budapest Mezőgazdasági Kiadó, 330 oldal.
Kulin I., 1952: *Agrometeorológia.* Budapest, OMI, 104 oldal.
Réthly A. és *Aujeszky L.* (szerk.) 1948: *Agrometeorológia.* Budapest, QUICK, 424 oldal
Varga-Haszonits Z., 1977: *Agrometeorológia.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó, 224 oldal.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június.
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

Az élelmiszertermeléshez kapcsolódó agrometeorológiai kutatások évtizedünkben

TÓTH ERZSÉBET, *Központi Meteorológiai Intézet, H–1525 Budapest, Pf. 38*

The agrometeorological research related to the food production in present decade. Important innovations have been made in the food production over last decade. The agriculture is expected to satisfy the demands made by the increased home food consumption and the food export. The agricultural meteorology plays an important role in helping of this work. Two basic task of this science is: *1.* to carry out researches resulting informations for agriculture to exploit the climatic resources of the country in increasing yields; *2.* to set up and operate an information system for the agriculture that allows the minimalization of the damage in the production caused by weather, the increase of the effectivity of the workorganization and making use of the produced material without damage. The agrometeorology in our country helping the food production is analysed from these view-points. The results not only establish the long range planning using meteorology but help to organize the daily-weekly works and the immediate tactical decision as well.

*

Az élelmiszertermeléshez kapcsolódó agrometeorológiai kutatások évtizedünkben. Az élelmiszertermelés évtizedünkben jelentős innováción ment keresztül. Mind a belső fogyasztás, mind az export szempontjából nőttek a követelmények, amelyeknek teljesítését a mezőgazdaságtól várják. E munka segítésében fontos szerepet játszik az agrometeorológia; e tudományág kettős feladatát évtizedünkben a következőképpen fogalmazhatjuk meg: *1.* végezzen olyan kutatásokat, amelyeknek eredményeként tanácsot adhat a mezőgazdaságnak, hogy hogyan használhatók ki a legjobban az ország éghajlati adottságai a terméshozamok növelésében: *2.* dolgozzon ki és működtessen olyan információs rendszert a mezőgazdaság számára, amelynek birtokában az időjárási károk minimálisra csökkenthetők a termelésben, hatékonyabbá válik a munkaszervezés, a megtermelt nyersanyagok veszteségmentesen, jó minőségben kerülnek feldolgozásra. Az előadás ebben a szellemben tekinti át a hazai agrometeorológiai kutatásokat, amelyek az élelmiszer-termelést segítik. Külön kitér azokra az eredményekre, amelyek a hosszabb távú tervezés meteorológiai megalapozását, és külön azokra, amelyek a napi-heti munkák szervezését, a közvetlen taktikai döntések meghozatalát szolgálják.

*

Bevezetés. Az élelmiszertermelésnek elsődleges forrása a termőföld. Közismert tény azonban, hogy világviszonylatban a megművelhető földterület állandóan csökken. Ennek oka többek között az urbanizáció, a természet által okozott rombolás, pl. az erózió, a környezetszennyezés, amely a földet nem elveszi, csak használhatatlanná teszi. E körülmények hatására a termőföldhöz való viszony gyökeresen megváltozhat. Az emberiség eddig „föld bőségben" élt, de a századfordulóra könnyen „föld ínséggel" állhat szemben.

Hazánk adottságai e tekintetben lényegesen kedvezőbbek, hiszen már megszülettek és érvényben vannak a földdel való jobb gazdálkodást serkentő intézkedések. Azaz a földre, mint az egyik legjelentősebb nemzeti kincsre fokozottan figyelnek s igyekeznek védelmét megoldani.

Egy-egy ország élelmiszertermelésének volumenét azonban nemcsak a földterület nagysága, hanem annak minősége, továbbá a domborzati és az éghajlati viszonyok határozzák meg. A felsorolt főbb természeti adottságok kedvező összhangja jelentős különbözeti „földjáradék" forrása lehet, ha a technikai felkészültség, a termelési struktúra engedi és segíti ezt a földjáradékot realizálni.

Az élelmiszertermelés kérdéseit évtizedünkben két világszervezet is napirendre tűzte, így a WMO 1984-ben, a FAO pedig 1986-ban, azért elsősorban, mert a világ népességének 23—24%-a, mintegy félmilliárd ember még ma is éhezik. Magyarország szerencsére nem tartozik ebbe a kategóriába, ám mind a belső fogyasztás, mind az export szempontjából nálunk is nőttek azok a követelmények, amelyeknek teljesítésében fontos a szerepe az *agrometeorológiának* is. Ennek kettős feladatát évtizedünkben a következőképpen fogalmazhatjuk meg:

- végezzen olyan kutatásokat, amelyeknek eredményeként tanácsot adhat a mezőgazdaságnak, hogy hogyan használhatók ki a legjobban az ország éghajlati adottságai a terméshozamok növelésében;
- dolgozzon ki és működtessen olyan információs rendszert a mezőgazdaság számára, amelynek birtokában minimálisra csökkenthetők az időjárási károk a termelésben, hatékonyabbá válik a munkaszervezés, a megtermelt nyersanyagok veszteségmentesen, jó minőségben kerülnek feldolgozásra.

Lényegében tehát a hosszabb távú tervezés meteorológiai megalapozását és a napi-heti munkák szervezését, a közvetlen taktikai döntések meghozatalát szolgáló agrometeorológiai kutatásokról van szó.

Agrometeorológiai kutatások a hosszabb távú mezőgazdasági tervezések megalapozásához

Magyarország kedvező természeti adottságai változatos összetételű és nagymennyiségű növényi produkció évenkénti megtermelését teszik lehetővé. Hazánk éghajlata a mezőgazdasági termelés fejlesztésének egyik biztosítéka, bár számolnunk kell azzal — és sajnos évtizedünkben erre négy év (1981, 1983, 1984, 1986), is igen jó példaként szolgált —, hogy az egyik legfontosabb éghajlati tényező, a csapadék eloszlása, s a gazdálkodás szempontjából kedvezőtlen ingadozások a jövőben is veszélyeztetik a termés biztonságát; a hosszútávú tervezések során tehát ezt a körülményt mindenképpen figyelembe kell venni.

Természetesen azért, hogy a mezőgazdaság egy-egy évben nem tudja teljesíteni a követelményeket, nem *kizárólag* az időjárás vonható felelősségre, bár súlya nem hagyható figyelmen kívül a terméskiesések okainak elemzésében. Minthogy évtizedünkben többször is voltak gondok az élelmiszertermelés eredményeivel, ezért az időjárás hatásának példájaként először röviden áttekintjük az 1981—86-os tenyészidőszakok napfény-, hőmérséklet- és csapadékviszonyait néhány megfigyelőhely adatai alapján, úgy, hogy azokat mindjárt a mezőgazdaság szempontjából értékeljük.

Az 1981—1986 közötti tenyészidőszakok napfényben, amint az az *I. táblázat*ból kitűnik, a szokásosnál szegényebbek voltak, kivéve az utolsó két évet. A léghőmérséklet alakulását szemlélve az aszályos évek közül az 1984-es viselkedése tűnik ki az átlagosnál jóval hűvösebb voltával. Ami pedig a csapadékot illeti, egyértelmű volt hiánya 1981-ben, 1983-ban és 1986-ban, de mi történt 1984-ben, amikor előfordultak az átlagot meghaladó csapadékösszegek is, így pl. Nyíregy-

I. TÁBLÁZAT

A napfénytartam (N), *a léghőmérséklet* (H) *és a csapadék* (C) *alakulása a tenyészidőszakban és télen*

Év	Tenyészidőszak (IV–IX)			Tél (XII–II)		
	N, óra	H, °C	Cs, mm	N, óra	H, °C	Cs, mm
			Szarvas			
Átl. (1901–50)	1511	17,9	276	198	–0,5	92
1981	1366	17,1	305	289	–1,5	65
1982	1494	17,7	272	187	–2,3	159
1983	1490	18,4	256	184	2,1	57
1984	1379	16,8	242	156	0,1	70
1985	1524	17,0	261	245	–5,1	86
1986	1674	18,2	197	245	0,3	129
			Kecskemét			
Átl. (1901–50)	1491	17,3	289	188	–0,3	100
1981	1447	17,0	287	291	–1,1	56
1982	1403	17,8	188	179	–2,0	137
1983	1474	18,6	219	202	2,4	71
1984	1356	16,8	282	143	0,3	56
1985	1497	17,3	246	194	–4,3	63
1986	1604	18,2	226	220	0,3	127
			Nyíregyháza			
Átl. (1901–50)	1433	16,8	353	183	–1,5	97
1981	1322	16,6	318	196	–1,8	47
1982	1438	16,8	305	183	–3,2	121
1983	1344	17,5	282	159	1,5	100
1984	1229	15,6	366	160	–0,9	56
1985	1334	16,2	376	179	–5,8	69
1986	1599	17,4	193	206	–0,5	108
			Martonvásár			
Átl. (1901–50)	1473	17,1	306	186	–0,6	107
1981	1360	16,7	218	308	–1,0	56
1982	1384	17,3	283	161	–2,3	149
1983	1416	18,1	167	199	1,6	150
1984	1275	15,6	373	168	–0,1	84
1985	1471	16,5	258	212	–4,0	66
1986	1642	17,5	182	197	0,0	144
			Keszthely			
Átl. (1901–50)	1436	17,3	415	204	0,2	123
1981	1438	17,1	308	296	–0,4	48
1982	1419	17,4	299	142	–1,1	159
1983	1460	18,1	306	188	1,9	170
1984	1323	16,0	443	164	0,4	121
1985	1526	16,9	377	185	–2,7	99
1986	1525	17,5	298	232	0,6	164
			Szentgotthárd			
Átl. (1901–50)	1297	15,6	519	184	–0,8	125
1981	1227	15,6	486	329	–2,0	47
1982	1254	15,8	544	160	–2,3	119
1983	1274	16,6	397	207	1,1	175
1984	1155	14,4	465	169	–0,4	133
1985	1449	15,5	492	163	–3,3	71
1986	1379	15,8	446	232	–0,7	235

házán, Martonvásáron, Keszthelyen. Ennek az aszálynak az okai a megelőző télre nyúlnak vissza, amikor is a talajok az 1983-as szárazság után az átlagosnál kevesebb téli csapadékból nem tudtak nedvességgel feltöltődni, főleg az Alföldön.

Sokszor elmondtuk már, hogy Magyarországon a fény- és a hőellátottság általában nem korlátozza az eredményes növénytermesztést, ám az is ismeretes, hogy főként értékes gyümölcs- és szőlőkultúráinkban a kora tavaszi vagy késő őszi, esetenként pedig az erős téli fagyok komoly károkat okozhatnak. Ebből a szempontból, ismét csak példaként mutatjuk be évtizedünk teleinek középhőmérsékletét. A táblázatból most az 1984/85-ös tél tűnik szembe, amikor a hideg időjárás következtében mintegy 70—75%-os rügykár érte a szőlőültetvényeket, fajtától és termőhelytől függően. Voltak olyan területek, ahol a termőkarok, törzsek elfagyása miatt ültetvényeket kellett felszámolni.

E rövid kis kitérő után áttekintjük a hosszabb távú mezőgazdasági tervezések megalapozását célzó agrometeorológiai kutatásainkat, melyek évtizedünkben folytak.

Az élelmiszertermelésben a természeti adottságok maradéktalan hasznosítása csak az ország vízkészleteivel való racionális gazdálkodás útján valósulhat meg. Ismeretes, hogy a csapadékellátottság hazánk területének több mint a felén ma is korlátozó tényező, s szerepe — a terméshozamok növekedése esetén — egyre fokozódik. Ezért indokolt a korszerűen felszerelt öntözött területek növelése.

Az öntözés agrometeorológiai megalapozását célzó kutatások, az ezekhez szükséges mérések, szántóföldi kísérletek elindítása több, mint 20 éves múltra tekint vissza. Az utóbbi években az ez irányú munka zömét részben a pontszerű mérések eredményeinek területi általánosítása, az erre alkalmas módszerek kidolgozása képezte, részben pedig az a törekvés, hogy a vízigény és az öntöző-víz-szükséglet idősorait mennél több szántóföldi és kertészeti növényre meghatározhassuk, az öntözési normák tervezéséhez szükséges statisztikai paraméterekkel együtt.

A talajok termékenységének fokozásában meghatározó a jó tápanyagellátottság, melyen hazánkban elsősorban a hatékony műtrágyázást értjük. Azonban, amint erről a későbbiekben még szólunk, ha vízhiány van, akkor a növény nem tudja a tápanyagot hasznosítani, bármennyi is legyen belőle a talajban. Éppen ezért végeztünk olyan kísérleteket és kutatásokat — a keszthelyi Agrártudományi Egyetemmel közösen —, melyek célja az időjárás és az éghajlat hatásának feltárása a műtrágya érvényesülésében. Az időjárás és a műtrágya érvényesülése közötti alapösszefüggések feltárása után kísérletet tettünk az eredmények térbeli kiterjesztésére, az éghajlati adatsorok és a műtrágyázási tartamkísérletek eredményeinek felhasználásával.

Ismeretes, hogy Magyarország minden mérsékelt övi gyümölcsfaj termesztésére alkalmas, de az egyes gyümölcsfajok jellegzetes termőhelyi igényeit, amelyek garantálják a jó minőséget és a nagy hozamokat, csak az ország meghatározott tájain lehet kielégíteni. Ugyanígy történelmi borvidékeinken a zamatban gazdag és jó minőségű borokat adó szőlőtermesztésre az ökológiai viszonyok kedvezőek, ám a termelési biztonságot a szélsőséges időjárás, főleg a téli, a tavaszi és a kora őszi fagyok, meg egyéb időjárási rendellenességek is veszélyeztetik. A talajtípus, a csapadékmennyiség és páratartalom, a napfényes órák száma, illetve a környezethez viszonyított magasság és domborzat jelentősen befolyásolja a szőlő- és gyümölcsfajok és -fajták termésmennyiségét, illetve a késő tavaszi, esetenként a téli fagyok kártételeinek gyakoriságát és mértékét is. E témacsoport-

ban játszanak döntő szerepet azok a kutatásaink, amelyeket az optimális termőhelyek feltárása érdekében végeztünk, illetve végzünk.

A természeti erőforrások jobb megismeréséhez, az erőforrások hasznosítási hatásfokának növeléséhez a VII. ötéves tervben indítottuk el azt a kutatómunkát, melynek célja a hazai agroklimatológiai körzetek kijelölése és térképes formában történő megjelenítése a fő mezőgazdasági és kertészeti kultúrákra,

- a hő-, a sugárzás- és a csapadékellátottság alapján,
- a terméshozamra gyakorolt meteorológiai hatások alapján és
- az éghajlati potenciál alapján.

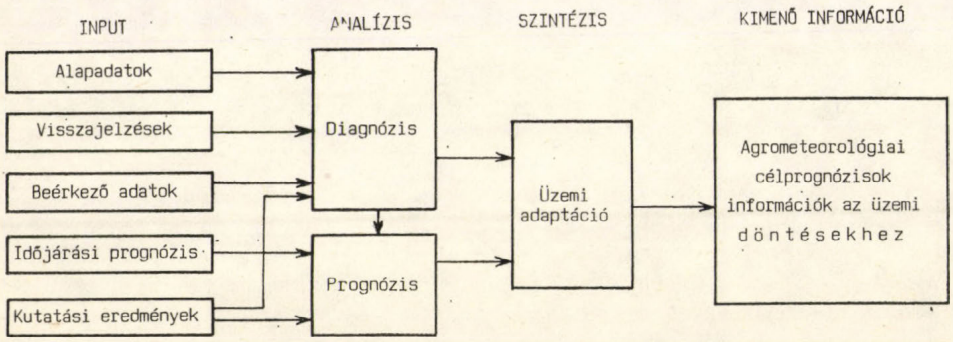
Agrometeorológiai kutatások a közvetlen taktikai döntésekhez

A napi, heti munkák szervezésében, a közvetlen taktikai döntések meghozatalában a termelő fő igénye a mezőgazdasági tevékenység aktualitásához igazodó időjárás előrejelzés, vagyis az *agrometeorológiai célprognózis.*

Az Országos Meteorológiai Szolgálat agrometeorológiával foglalkozó kutatóinak fő tevékenysége az elmúlt évtizedekben a meteorológiai elemek és elemegyüttesek alkalmas paramétereinek megállapítására, az időjárás és növényfejlődés, valamint a terméseredmény összefüggéseinek feltárására irányult. A kiterjedt kísérleti és kutatómunka eredményei megalapozhatták egy részletes agrometeorológiai információs modell kialakítását, majd 1983-tól e modell gyakorlati alkalmazását.

A módszer megalapozásához szükség volt a termelőüzemek növénytermesztési szerkezetének felmérésére, az időjárási anomáliák terméseredményre ható tényezőinek elemző vizsgálatára, a nagyüzemi fenológiai hálózat korszerűsítésére. Szükség volt továbbá olyan módszer kidolgozására, amely a Központi Előrejelző Intézet által készített regionális előrejelzés helyi, nagyüzemre történő adaptációját teszi lehetővé, igazodva a mezőgazdasági munkák aktualitásához, pl. vetés idején a talajhőmérséklet előrejelzésével, a talajnedvesség előrejelzésével stb. A fennálló viszonyok, valamint a regionális előrejelzések ismeretében a mezőgazdasági üzem területére adaptált agrometeorológiai információ heti két alkalommal kerül kibocsátásra, és kiterjed

- a hőmérsékleti paraméterek alakulására,
- a csapadékviszonyok alakulására,

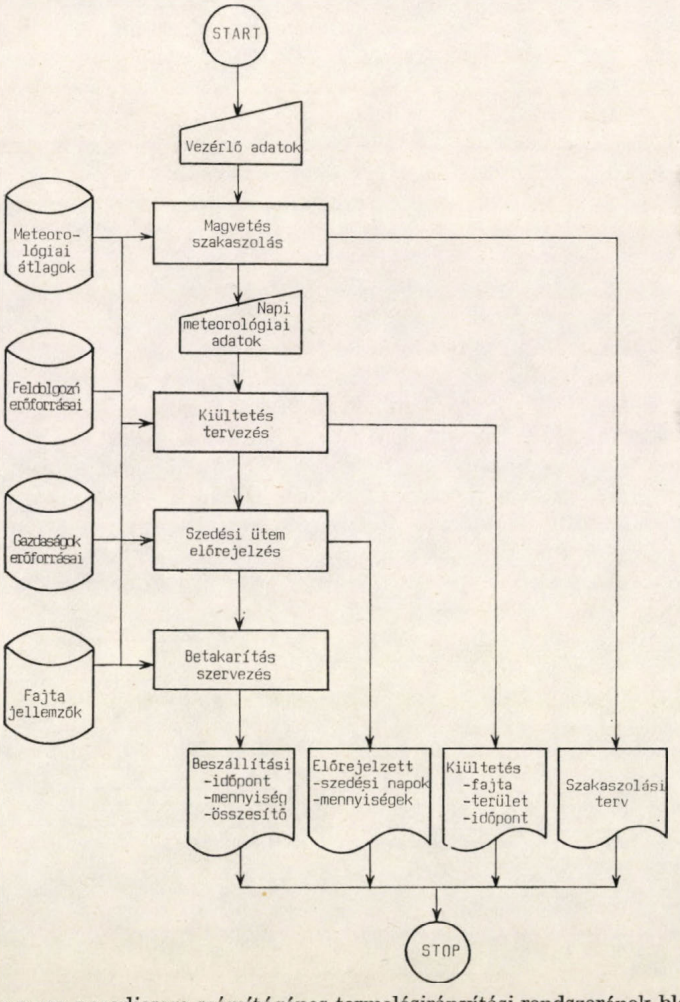


1. ábra: Az Agrometeorológiai Információs Program folyamata.

– a talaj nedvességellátottságára,
– a szél irányára és erősségére,
– valamint magában foglal speciális információkat, kiemelt eseményeket.

Ennek, a ma már egyre több mezőgazdasági üzem által igényelt programnak a folyamatát az *1. ábránk* mutatja be. Az agrometeorológiai kutatások egyik legizgalmasabb területe az időjárás-növény kapcsolatok feltárása, ezen belül a növény fejlődésének nyomonkövetésére, a termés mennyiségének és minőségének becslésére alkalmas módszerek kidolgozása. Különösen izgalmas ez a témakör akkor, ha olyan komplex feladat keretében kap helyet, amelynek célja egy számítógépes termelésirányítási mintarendszer létesítése, amely képes a tartósítóipari növények termeltetésének és feldolgozásának összehangolására.

Közismert tény, hogy az élelmiszeripar igen erősen kötődik a nyersanyagokat termelő mezőgazdasághoz. Ebben a viszonyban a legnagyobb nehézséget a nyersanyagellátásban rejlő bizonytalanság jelenti, amely a gyorsan romló zöldségfélék esetében jelentős anyagi veszteségeket okozhat. Visszatérő üzem- és



2. ábra: A csemege paradicsom számítógépes termelésirányítási rendszerének blokksémája.

munkaszervezési probléma az, hogy a nyersanyag – így pl. a zöldborsó, zöldbab, paradicsom, uborka – beszállítása nem egyenletes ütemű, hanem sokszor lökésszerűen jelentkezik. Az időnként nagy tömegben beérkező nyersanyag feldolgozásához a gyári kapacitás sok esetben kicsi, míg más esetekben a nyersanyagban mutatkozik hiány. Ez elsősorban akkor következik be, ha a termelők egymástól elkülönülten végzik munkájukat. Ebben az irányítás nélküli termeltetési rendszerben a gazdaságok tavasszal közel azonos időben vetnek vagy ültetnek, s ennek a következménye, hogy közel azonos időben folyik a betakarítás is.

1977-ben az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság és a Mezőgazdasági és Élelmezésügyi Minisztérium támogatásával elkezdődött az a kutató-fejlesztő munka, amelynek végső célja volt egy olyan számítógéppel segített termelésirányító mintarendszer létesítése, amely nyomonköveti és összehangolja a termeltetés és feldolgozás lényeges paramétereit, biztosítja az adott növényi kultúra igény szerinti termesztését, valamint a kapacitások célszerű kihasználását.

A feladat megoldását az e témakörben már előzményekkel rendelkező Nyíregyházi Konzervgyár vállalta el. A külső igény az agrometeorológiának a téma kidolgozásában való részvételére kezdettől fogva felmerült, illetve úgy alakultak a körülmények, hogy a teljes kutatási-fejlesztési munka koordinálását is az Országos Meteorológiai Szolgálatra bízták az 1977–1985 közötti időszakban.

Szorosan vett szakmai tevékenységet a következő területeken végeztünk. Kidolgoztunk – a mezőgazdaság és a számítástechnika szakembereivel együttműködve – olyan modelleket, amelyek segítségével leírható az adott növény fejlődése, előrejelezhető az érés időpontja, becsülhető a termés mennyisége és minősége. A modellrendszer szoros tartozékát képezi a gyár feldolgozó kapacitásának szem előtt tartásával – a fajták optimális összeválogatása, a vetési időpontok sorrendiségének megállapítása, illetve a tényleges vetés és a betakarítás szervezése. A különböző zöldségfélék érésidőpontjának becslésére kidolgozott többváltozós modellek önmagukban is összetettek, minthogy a teljes tenyészidő fenofázisokra bontott, s a fázishosszt leginkább determináló meteorológiai változókat tartalmazza. A számítógépes termelésirányítási rendszer blokksémáját a csemege paradicsom példájával mutatjuk be a *2. ábrán.*

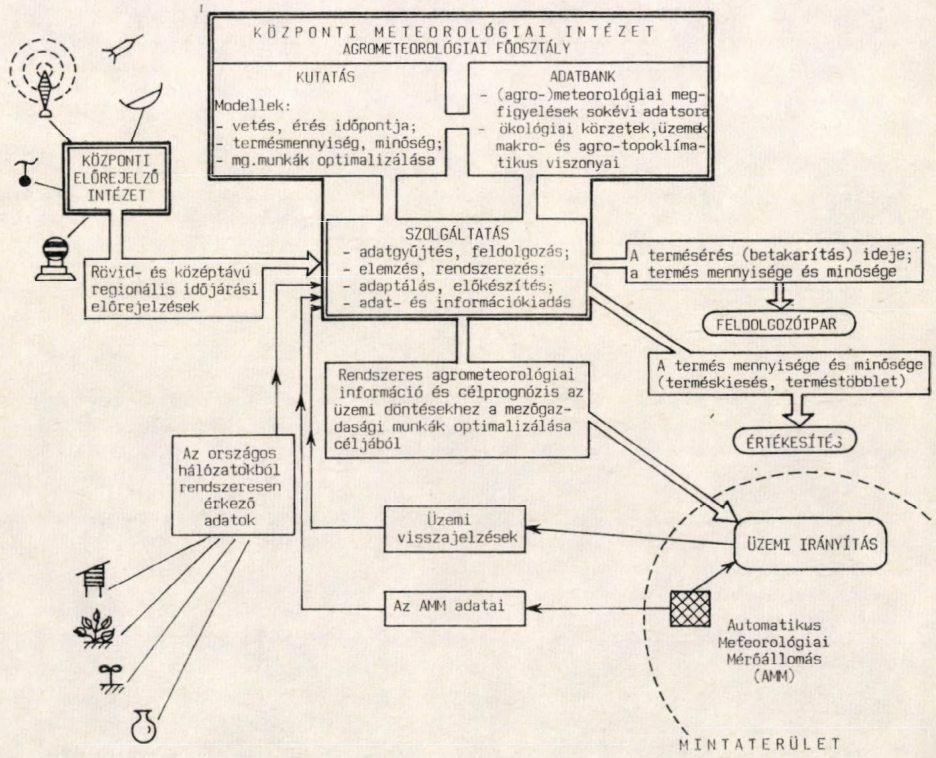
E röviden vázolt témában agrometeorológusaink nem csupán az érési időpont, a termés- és a minőségbecslő modellek kidolgozásával vettek részt, hanem meghatározták a mintarendszert kiszolgáló agrometeorológiai állomáshálózat racionális sűrűségét, kialakították az adatgyűjtés, az adattovábbítás gyakorlatát, illetve biztosították valamennyi növény valamennyi modellelemének agrometeorológiai információkkal történő kiszolgálását.

Évtizedünk második felében, pontosabban 1986-tól kezdve „Az élelmiszertermelés elektronizálása" c. OMFB–MÉM tárcaközi programban ismét feladatot vállaltunk és kaptunk. „Az élelmiszertermelés elektronizálásán olyan komplex fejlesztési folyamatot értünk, amely

- egyrészt átfogja az export és a belső fogyasztás szempontjából kulcsfontosságú élelmiszertermékek előállításának és értékesítésének teljes vertikumát a mezőgazdasági termeléstől kezdve, a feldolgozáson át a piaci értékesítésig;
- másrészt kiterjed a különböző elektronikus eszközök, számítógépek, telekommunikációs és hírközlő berendezések stb. fenti folyamatokban történő hatékony alkalmazására, informatikai és képzési tevékenységekre." (Idézet a program célkitűzéseiből).

A feladat számunkra részben szántóföldi, részben további kertészeti kultúrák termés- és minőségbecslési módszereinek kidolgozását, részben az elektronizált mintarendszer agrometeorológiai információkkal történő magasszintű ellátását jelenti.

A téma keretében végzendő komplex agrometeorológiai tevékenység sémáját a *3. ábra* mutatja be. A kiválasztott mintaterületen egy számítógépre alapozott, TAF-rendszerben működő intelligens agrometeorológiai mérésadatgyűjtő kiépítését is tervezzük, ennek koncepciótervét elkészítettük. Ez az elektronizált



3. ábra: Mintarendszerben végzendő komplex agrometeorológiai tevékenység.

rendszer hármas feladatot képes ellátni. Nevezetesen elsődlegesen feldolgozott adatai a közvetlen felhasználó mezőgazdasági üzem szolgálatára állnak, ezen túlmenően a mért értékek eljutnak a budapesti központba, ahol komplex feldolgozások után, figyelembe véve az országban uralkodó vagy várható időjárási eseményeket, információként kerülnek kibocsátásra és felhasználásra, az élelmiszertermelés elektronizálása tárgyú program keretében.

Kiszolgálják továbbá a mintaterület főbb mezőgazdasági és kertészeti kultúráira kidolgozott érésidőpont és termésbecslő modelleket.

Az élelmiszertermeléshez kapcsolódó, évtizedünkben folyó agrometeorológiai kutatások közül elsősorban a nagyobb volumenű munkákról próbáltunk rövid áttekintést adni. Az egyes témákban elért tudományos eredmények részleteiről rendezvényünk további előadásai adtak számot.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

A mezőgazdasági célú távérzékelés jelentősége az agrometeorológiában

SZÁSZ GÁBOR, *Agrártudományi Egyetem Debrecen, H–1015 Debrecen, POB. 36*

The importance of agricultural remote sensing in development of agricultural meteorology. The technical progress helps to extend the agrometeorological information systems considerably. The remote sensing technique is such a system of means for specialist interested in the agricultural meteorology that multiples the efficiency of researches was carried out so far. A system of instruments have been developed in Hungary allows recognization of spectral reflexion of various natural surfaces and in addition an abstract is showed about the past and the future of research and development of this problem.

*

A mezőgazdasági célú távérzékelés jelentősége az agrometeorológiában. A technikai előrehaladás jelentős mértékben segíti elő az agrometerológiai információs rendszer kiszélesedését. A távérzékelés olyan eszközrendszert jelent az agrometeorológiai kutatók számára, amelynek alkalmazása megtöbbszörözi az eddigi tudományos munka hatékonyságát. Bemutatunk egy hazánkban kifejlesztett műszerrendszert, ami lehetővé teszi a különböző természetes felszínek spektrális refleciójának széles körű megismerését, s emellett bepillantást nyújtunk a témakörre vonatkozó kutatási és fejlesztési tevékenység közeli múltjáról és jövőbeni lehetőségeiről.

*

Bevezetés. A távérzékelés alapja és műszaki megoldása az integrális tudománynak nemcsak szimbóluma, hanem rendkívül eredményesen alkalmazható műszaki alapja is. A távérzékelés eszköztára interdiszciplináris jellegű, ennél fogva az agrometeorológia területén is egy rendkívül fontos, sokoldalú információforrás feltárását teszi lehetővé. A távérzékelés az elmúlt 20 évben vonult be az agrometeorológia területére s vált egyre szélesebb alapokra épülő vizsgálati eljárássá, és ennek nyomán egyre újabb, eddig hozzá nem férhető információkat biztosított. A távérzékelés lehetővé teszi a nagytérségek hőmérsékleti, nedvességi állapotának képszerű megállapítását, termikus és higrikus folyamatok dinamikájának hely szerinti megismerését, valamint segítségével nyomon követhető a felszíni növénytakarónak az említett folyamatoktól való függése is. A távérzékelés megoldotta a meteorológia egyik legnehezebb kérdését: a folyamatok pontszerű mérések alapján történő térségi alakulása megismeréséről az áttérést a *térbeli folyamatosságot* biztosító vizsgálati módokra. A meteorológiai információ rendszer egyik kardinális kérdése a megfigyelő pontok optimalizálása (*Gandin, Czelnai*), ezzel egyidejűleg a távérzékelés a kép elemeinek sűrítésére törekszik és ezt valósítja meg. A meteorológiában a radar alkalmazása jelentette az első lépést, és ennek alapján született meg a tudomány új, speciális területe: a *radarmeteorológia*, mintegy 40 évvel ezelőtt. Az előrehaladás második lépése az volt, amikor az érzékelő rendszer elhelyezése olyan hordozón történt, amely képes volt a

felszíntől több 100 – 1000 km-re eltávolodni. A szatellit-technika kialakulása nyomán jött létre a *távérzékelés*. A távérzékelés az a tudomány, amely a különböző felszín feletti és felszín alatti tulajdonságokat és folyamatokat vizsgálja az elektromágneses sugárzás segítségével, anélkül, hogy velük a vizsgálat során közvetlen anyagi kontaktusba kerülne. Az információ a vizsgált anyagról, folyamatról elektromágneses sugárzás útján jut el a vizsgáló rendszerhez. A távérzékelés legrégibb módszere a *fényképezés*. Napjainkban a tudományos-műszaki ismeretek az információs rendszert széles körű alapokra helyezték, s eredményeit számos tudomány alkalmazza, többek között az *agrometeorológia*. Az agrometeorológiai kutatások célja azoknak a természeti erőforrásoknak a feltárása és megismerése, amelyek a mezőgazdasági termelést közvetlenül vagy közvetve fokozhatják vagy hátráltathatják.

Az alábbiakban azokat a fontosabb módszertani eljárásokat és kutatási eredményeket foglaljuk össze, amelyek az agrometeorológia területén hazánkban terjedőben vannak, illetve felhasználásra kerülnek.

1. A hazai agrometeorológiai kutatásokban alkalmazott módszerek

A hazai agrometeorológiai célú távérzékelés méréstechnikájában a *passzív* eljárások honosodtak meg, vagyis a természetes sugárzási folyamatok által nyújtott lehetőségekre épülő mérési módszerek. A következőkben ezek lényegét ismertetjük.

Az elektromágneses sugárzási spektrum különböző tartományai a távérzékelés eltérő módjait engedik meg. A fotoemulzióra történő képrögzítés a *látható sugárzás* tartományára és *közvetlen közeli sávjaira* esik (ultraibolya, infravörös). Az ún. *fotogrammetriai infravörös* tartomány (700 – 900 nm) és a látható sugárzás tartományában történik a *multispektrális* képfelvételezés, illetve a spektrális elemzés. A *termikus infravörös* sugárzás nem szoláris eredetű (4000 – 15 000 nm), az anyagok, tárgyak saját hőmérsékletük függvényében emittálják energiájukat. A távérzékelés keretében széles körben elterjedt az *aktív és passzív radiometria*. Az aktív, ún. generált mikrohullámok a föld felszíni rétegeibe frekvenciájuktól függően eltérő mélységbe hatolnak be, s onnan egy részük visszaverődik. A passzív mikrohullámok a Föld elektromágneses spektrumának cm-es nagyságrendjébe sorolhatók. E kis energiájú sugárzási jelek felfogása alapján olyan információkhoz juthatunk, amelyekből következtetni lehet a talaj nedvességtartalmára. A fent említett elektromágneses spektrum-tartományokból kapható információkhoz minden esetben speciális sugárzásmérést kell végeznünk, azonban a mérési eredmény alapján nemcsak a sugárzási folyamatokban bekövetkező változás állapítható meg, hanem az azt kiváltó fizikai ok is.

Nyilvánvaló, hogy az ismeretszerzésnek ez az új módja új technikai mérőrendszerek alkalmazását követeli meg, s ezek az alábbi csoportokba sorolhatók:

a) képi információs rendszerek (MSS tematic maper, színkompozitok, űr-, légi-, fény- és hőképek stb.),
b) abszolút és relatív reflexió analízise,
c) objektumok termikus emissziója.

A fenti eszközrendszerek elhelyezhetők űr- és légihordozók fedélzetén, de használatuk szükséges a felszíni, ún. *referenciamérések* keretében is. Az űrből kapott információk a referenciamérések segítségével hitelesíthetők, elemezhetők, s ennek alapján történhet meg egzakt módon az *űrfelvételek útján kapott informá-*

ciók interpretálása. E bonyolult rendszerben az *agrometeorológia feladata* az információs és feldolgozó rendszerek eredményeinek felhasználásával az időjárás által befolyásolt felszín és az ezt fedő növénytakaró állapotváltozása közötti összefüggések felfedése, fizikai okának megállapítása, az objektum – talaj, növény – állapotváltozás-dinamikájának leírása.

Az említett távérzékelő rendszerekkel azokra az alább felsorolt tulajdonságokra következtethetünk, amelyek az agrometeorológiában hasznosíthatók:

Talajtulajdonságok

talajtípus, talajféleség
a talaj nedvességi állapota
a talaj anyagi jellemzői (humusztartalom, vas, mész stb.)
a talaj felszínének érdessége
erodálhatóság, vagy erodáltság mértéke

Növényi tulajdonságok

a növény faja
tömege, fejlettségi állapota
a növényállomány vízellátottsága
a növényállomány tápanyagellátottsága
a növény jellegzetes alkotó anyagainak jelenléte
ezek mennyiségi változása
a növény egészségi állapota
a termesztési célnak megfelelő főtermék nagysága

A fenti sajátosságok és a távérzékelés útján kapható információ típusa, valamint ennek valamely fizikai egységben mérhető értéke között szoros, de sajátos – függvényszerű – összefüggés áll fenn. Ebből kitűnik, hogy az információkat az objektum mérhető tulajdonságaihoz kell *kalibrálni.* A jelhitelesítés megköveteli a referenciafelületek olyan tulajdonságainak megismerését, amelyek multispektrális képelemzéssel, spektrálanalízissel részletesen feltárhatók. A hitelesítés bonyolult *biofizikai* feladat, de nélküle az űr- és légi felvételek interpretációja nem valósítható meg. Mindezekhez

– a hagyományos eszközrendszer mellett *új mérőrendszer alkalmazása* és
– *új módszertani szemlélet*

bevezetése szükséges. Az új módszertani szemlélet lényege az, hogy az agrometeorológiai információs rendszer olyan új elemekkel gyarapodik, amelyek az *időjárás által kiváltott növényi reakciókat* fejezik ki. Az általánosan használt eddigi agrometeorológiai modellekben a valószínűségi változók csaknem kizárólag időjárási elemek, és hiányoznak olyan paraméterek, amelyek a fejlődés tényét, az időjárás növényre kifejtett hatásának következményeit reprezentálnák. Ez a magyarázata annak, hogy az agrometeorológiai modellek segítségével a termés nagyságának változatai mintegy 40 – 80%-os arányban becsülhetők, a növényfaj időjárással szembeni érzékenységétől függően. A távérzékelés segítségével olyan új információs alrendszer dolgozható ki, amely beépíthető az általános agrometeorológiai modellekbe, s ezáltal a környezetnek a növény fejlődésére, termésére gyakorolt hatása és ennek következménye az eddigieknél lényegesen pontosabban becsülhető. A *növényi diagnosztikus paraméterrendszer* a növénytakaró optikai tulajdonságának mérésével az állapotváltozás dinamikáját fejezi ki.

A továbbiakban azokról a legfontosabb információ-hordozókról kell megemlékeznünk, amelyek agrometeorológiai célokra hasznosíthatók. A speciális űr-

felvételek készítése erőforráskutatást szolgáló műholdak (Landsat, Szaljut, Spot) fedélzetén elhelyezett felvevő rendszerekkel történik. A sokféle és bonyolult rendszerek közül csak azokat említjük meg, amelyek hazánkban használatosak.

A LANDSAT *(Land Satellite)* multispektrális pásztázó letapogatóval, mintegy 60×80 m-es képelemek jeleit négy spektrális csatonán át tárolja. A csatornák spektrális sávjai:

MSS sáv	Hullámhossz, nm	Szín	Színhű kép színtorz színe
4	500 – 600	zöld	kék
5	600 – 700	vörös	zöld
6	700 – 800	infravörös	vörös
7	800 – 1100	infravörös	vörös

(MSS: *Multispectral Scanning System*) A mágnesszalagon tárolt jelek alapján a digitális képfeldolgozó rendszer segítségével a kép előállítható.

A SZALJUT fedélzetén MKF – 6 kamera dolgozik, melynek spektrális sávjai:

1. 460 – 500 nm (kék – zöld)
2. 520 – 560 nm (zöld – sárga)
3. 580 – 620 nm (sárga)
4. 640 – 680 nm (vörös)
5. 700 – 740 nm (infravörös)
6. 790 – 890 nm (infravörös)

Az MKF – 6 filmen tárolja a szinkronfelvételeket. Ez a kamera légilaboratórium fedélzetén (AN – 30) is használatos.

Mind légi, mind pedig földi méréseknél alkalmazzák *hőképek* előállítására az AGA-termovíziós mérőrendszert, amely a termoemisszió alapján a felszíni hőmérséklet képszerű ábrázolására alkalmas. A Debreceni Agrártudományi Egyetemen ennek bevezetését agrometeorológiai kutatásokra 1981-ben elkezdtük.

Igen jelentős a Földmérési Intézetben (MÉM – FÖMI) és az Országos Meteorológiai Szolgálatnál folyó munka, melynek keretében a spektrális űrfelvételek képi beazonosítása történik, főként a mezőgazdasági kultúrák felismerése, állapotának meghatározása céljából.

Külön figyelmet érdemel agrometeorológiai szempontból az *abszolút és relatív reflexiós spektroradiometrikus vizsgálati módszer*. A különböző növénytakarók színe a tenyészidőszak alatt a faj jellegzetességének megfelelően változik. Termesztett növények színváltozásának mérései során azt tapasztaltuk, hogy a növény kora előrehaladtával a sárga és vörös színtestek aránya folyamatosan nagyobbodik (*Szász*, 1981, 1986). A színkoordináták az additív színkeverés elve alapján meghatározhatók, s a színértékek ezáltal egzakt módon kifejezhetők.

Az *abszolút reflexiós spektrum* (RS_a) a beeső és a visszavert sugárzás sajátosságait egyesíti. A reflexiós abszolút értékének (W m^{-2}) hullámhossz szerinti változása jól jellemzi azokat a felszíni tulajdonságokat, amelyeket korábban felsoroltunk. Az abszolút reflexiós spektrum számos *informatív sávot* fog össze, melyek a reflexió erőteljes átmeneti növekedésével vagy csökkenésével tűnnek ki környezetükből. Minden informatív sáv valamely anyagi jellegzetesség jelenlétére utal.

A *relatív reflexiós spektrum* (RS_r) a reflektált sugárzásnak valamely optikailag standard felület reflexiójához viszonyított értéksora. A gyakorlatban a közel abszolút fehér felületet szokás standardként használni ($BaSO_4$, MgO), ennek reflektanciája 300 – 1300 nm tartományban 96 – 98% közötti. A RS_r annál rész-

letesebb információt tartalmaz, minél nagyobb spektrális bontottsága; ez még abban az esetben is igaz, ha az informatív sávok szélessége 50 nm feletti. A RS_r értékelése során

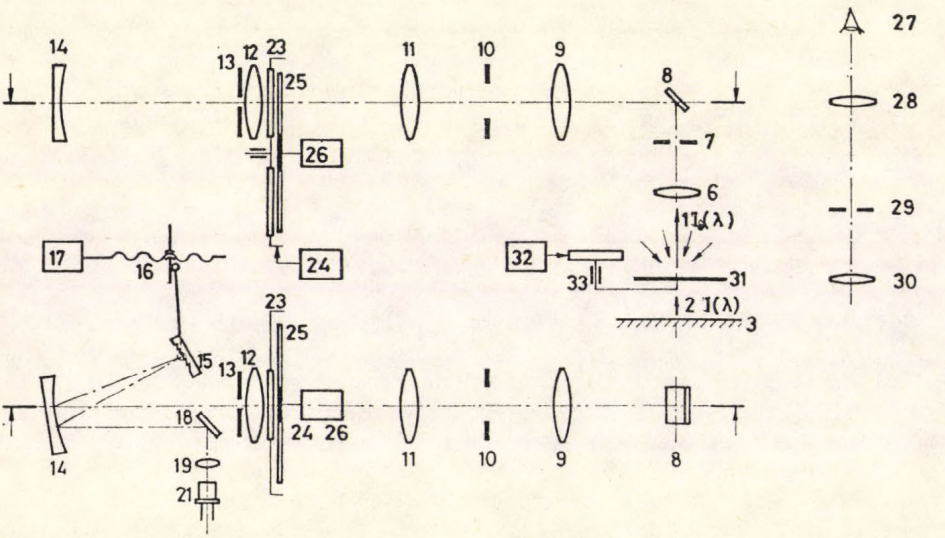
– a különböző sávok egymáshoz viszonyított aránya,
– azonos sáv reflexiós hányadának időbeli változása

nyújt rendkívül sokféle összefüggés szerint sokoldalú információt.

A reflexiós spektrum mérése bonyolult feladat. A bonyolultság oka a mérési feladat összetettségében keresendő. Magyarországon nagy felbontó képességű terepi reflexiós radiométer nem állt rendelkezésünkre; e körülmény késztetett bennünket arra, hogy egy ilyen műszer konstrukciójának megtervezését és kivitelezését magunkra vállaljuk. *Szász–Szilágyi–Zilinyi*, valamint a LABOR MIM munkatársai *(Baranyiné–Bácskai–Jónás–Kurtz–Pilát–Pungor)* végezték el az SM–1 és SM–2 típusú spektroradiométer általános és műszaki tervezését, valamint kivitelezését.

Az SM–2 radiométer fontosabb műszaki adatai

Két külön optikai mérőegységgel történik a látható (VIS) és az infravörös (NIR) spektrum felvétele *(1. ábra)*. A mérőegységek optikai rácsos monokromátort, szűrőváltót, detektor egységet és vezérlő elektronikát tartalmaznak. A beeső sugárzás méréséhez lehetőség van reflexiós standard automatikus használatára.



1. ábra: Az SM-típusú terepi reflexiós spektrofotométer optikai elrendezési vázlata. 1. $I_0(\lambda)$ beeső sugárzás. 2. $I(\lambda)$ mért mintafelületről visszaszórt sugárzás minta. 3. Minta. 4. Integráló gömb (eltávolítható). 5. Objektív. 6. Objektív. 7. Látómezőt határoló rekesz. 8. Tükör. 9. Lencse. 10. Apertúra rekesz. 11. Lencse. 12. Lencse. 13. Monokromátor belépő nyílás. 14. Kollimátor tükör. 15. Optikai rács. 16. Szinusz mechanizmus. 17. Léptető motor. 18. Tükör. 19. Lencse, egyben a monokromátor kilépő nyílása. 20. Lencse, egyben a monokromátor kilépő nyílása. 21. Detektor. 22. Detektor. 23. Szűrőtartó kerék. 24. Szűrőváltó mechanizmus és motor. 25. Fényszaggató tárcsa. 26. Szinkronmotor. 27. Megfigyelő. 28. Megfigyelő távcső szemlencse. 29. Mezőrekesz. 30. Megfigyelő távcső objektív. 31. Reflexiós etalon. 32. Váltómotor. 33. Váltómechanizmus. 34. VIS jelű egység (400–1000 nm) reflexiós etalonnal. 35. VIS jelű egység (400–1000 nm) egyidejűleg kétsugaras. 36. NIR jelű egység (1000–2400 nm) reflexiós etalonnal. 37. NIR jelű egység (1000–2400 nm) egyidejűleg kétsugaras.

A vezérlőegység egy beépített mikroszámítógépet tartalmaz, amely vezérli a mérőegységeket, adatfeldolgozást végez, a spektrumokat és a kalibrációt tárolja, kinyomtatja, vagy X. Y. plotteren megjeleníti. A mérési eredmények távadatközlése RS – 232 C interfacen történik. A berendezés gépjárműre telepíthető. Akkumulátorról működtethető transzverter szolgáltatja a tápfeszültségellátást.

A spektrális sugárzásmérő főbb előnyei:

- a mérési sávok tetszőlegesen állíthatók be a mérési módtól függően
- az optika nyílásszöge módosítható
- a spektrum maximális felbontása 1 nm, s ezzel meghaladja az ismert (hasonló kategóriájú) spektrométerek felbontását
- nemcsak a visszavert, hanem egy tetszőleges térszögből érkező besugárzás spektrális vizsgálatára alkalmas
- a berendezés mikroprocesszoros vezérlésű, memóriájában képes a spektrum adatok tárolására
- számítógép on-line illesztésénél az adatok gyors feldolgozása válik lehetővé
- a spektrumokat X. Y. plotter illesztéssel szemléletessé lehet tenni
- az optikában és az elektronikus vezérléseknél alkalmazott műszaki megoldások a kutatómunkában tágabb lehetőségeket biztosítanak az eddig ismert berendezésekhez képest.

Optikai felépítés és működés: A berendezés széles hullámhossztartományban (látható és közeli infravörös: 600 nm-től 2400 nm-ig) méri a spektrális besugárzott felületi teljesítményt, illetve a vizsgált mintafelület spektrális reflexiós tényezőjét (reflektométer értéket). Mérés módja: földfelszínhez közel (néhány méterre), vagy repülőgépen történhet.

A vizsgált hullámhossztartomány 2 optikai érzékelőegységgel fogható át, amelyek azonos konstrukciós kialakítás mellett az alábbiakban különböznek egymástól:

400 – 1000 nm: 1200 v/mm optikai rács, optikai szűrőprogram, a detektor PIN fotodióda, a reflexiós standard $BaSO_4$ (jelölése: VIS, 34, 35),

1000 – 2400 nm: 600 v/mm optikai rács, optikai szűrőprogram, a detektor $PbSO_4$ fotoellenállás termosztálva, 200 V-os detektor tápegység, reflexiós standard, arannyal bevont diffúz felület (jelölése: NIR, 36, 37).

A műszer kialakítása 2 változatban valósult meg:

a) egyidejűleg mért beeső és reflektált sugárzás részben azonos optikai rendszeren [VIS-egység (35) és NIR egység (37)];

b) időben egymásután mért beeső és reflektált sugárzás azonos optikai rendszeren, reflexiós etalonnal [VIS egység (34) és NIR egység (36)].

A fenti mérőrendszerrel előállíthatók azok a reflexiós spektrumok, amelyek alapján a *spektrális karakterisztikák* kiszámíthatók. A spektrumok analízisének módja igen bonyolult és rendkívül szerteágazó az alkalmazási célnak megfelelően. E helyen csupán azokat a legfontosabb paramétereket említjük meg, amelyek az agrometeorológiai célú interpretációhoz nyújtanak alapot. Az információs paramétereket *talajra* és *növénytakaróra* vonatkozóan szokás csoportosítani:

a) Talajkarakterisztikák

- *humusz-regresszió* (R_H): minél nagyobb a humusztartalom, a reflektált spektrális fényerősség annál kisebb. A reflexióváltozás és a humusztartalom közötti kapcsolat sztochasztikus módszerrel írható le (*Fedcsenko – Kondratyev*, 1981)
- *nedvességtartalom* (R_N): a talajok spektrális reflexiója közelítően lineáris összefüggés formájában írható le; jellegzetes paraméterei: Y tengely metszeti érték (400 nm), pozitív iránytangens. A nedvességtartalom növekedésével azonos vagy változó arányban csökken az iránytangens értéke
- *nedvességi nyílásszög:* a száraz és a minimális vízkapacitásig telített talaj reflexiós spektrumára (400 – 1000 nm) illesztett regressziós egyenesek iránytangenseinek hányadosa: b_n/b_{sz}
- *bidirekcionális reflexió:* a felszín reflexiójának spektrumában fényáram a társzögtől függően változik. Minél érdesebb a felszín, a reflexió mértéke annál kisebb, s a vonatkoztatási pont körüli fényáram-mező annál jobban közelíti meg a hemiszférikus homogenitást, adott r távolságra (*Ross*, 1981). A felszín érdességének csökkenésével a reflexió mind a beeső sugár mentén, mind pedig a beesési merőlegeshez mérten – vele identikus térszögben – növekszik. Az indikatrix megjelenése arra utal, hogy mind a diffúz, mind pedig a tükrözési reflexió folyamata kialakult. A természetben a kettő aránya változó. A növényállomány Lambert-féle reflexiója (R_L) *Bunnik* (1981) szerint:

$$R_L = \frac{1}{\pi} rE_i$$

ahol E_i a teljes besugárzás, r a reflexiós együttható. Az említett értékek alapján a talaj érdessége becsülhető.

– *érdességi* (*Sifrin*-féle) *kritérium:*

$$\eta = \frac{2 \cdot h \cdot \cos \varphi}{\lambda}$$

amelyben η: optikai érdességi együttható, h: az érdes felszín legkiemelkedőbb és legmélyebb, pontja közötti távolság, φ: a direkt sugárzás beesési szöge, λ: hullámhossz. Mint látható η értékét λ jelentősen módosíthatja, általában a hosszabb hullámhossz használata az ajánlott.

b) Növényállományok spektrális paraméterei

– *a növény színe:* a szín fejlődési állapotra utaló paraméter. A szín értékének megállapítására az additív színkeverés alapja ad lehetőséget. Minden szín a három alapszín (kék, zöld, vörös) valamilyen arányú keveréséből állítható elő. A szín fizikailag jól definiálható érték, ezért a különböző felszínek jellemzőjének tekinthető, s a szín és a növények színtest-garnitúrájának mennyisége és minősége között szigorú valószínűségi összefüggés áll fenn. A színek additív keverésének elve szerint a szín három dimenziós tulajdonság, s e három dimenzió értéke három színkoordinátával fejezhető ki (x, y, z):

$$x = \frac{X}{X+Y+Z}; \quad y = \frac{Y}{X+Y+Z}$$

Az X, Y és Z a vörös, a zöld és kék alapszín ingerek mértékét (színösszetevőket) fejezik ki, x, y és z a színkoordináta-függények, melyek értéke a hullámhossztól függ. Az X a 700 nm-es, Y az 546,1 nm-es, Z pedig a 435,8 nm-es hullámhossznak megfelelő színinger. A színösszetevők értéke:

$$X = k \int_{380}^{780} \varphi(\lambda)\bar{x}(\lambda)d(\lambda),$$

$$Y = k \int_{380}^{780} \varphi(\lambda)\bar{y}(\lambda)d(\lambda),$$

$$Z = k \int_{380}^{780} \varphi(\lambda)\bar{z}(\lambda)d(\lambda),$$

ahol $\varphi(\lambda) = \varrho(\lambda)s\lambda$, vagy $\varphi(\lambda) = \beta(\lambda)s\lambda$, vagy $\varphi(\lambda) = \tau(\lambda)s\lambda$.
s ezekben $\varrho(\lambda)$: a felszín spektrális reflektanciája, $\beta(\lambda)$: a felszín spektrális fénysűrűségi tényezője, $\tau(\lambda)$: a felszín vagy tárgy spektrális átbocsátása; k értékét úgy kell megválasztani, hogy ha $\varrho(\lambda)$ minden λ-ra 1,0, akkor $Y = 100$ (*Lukács*, 1978, 1982). A színmérés gyakorlatában az arra szolgáló *Lukács*-rendszerű trisztimuluszos színmérőt szokás használni, mellyel az x, y és z értékek közvetlenül mérhetők. A színváltozás dinamikája növényfajra vagy fajtára jellemző.

– a növénytakaró fejlettségi állapotának mértékét fejezi ki a *vegetációs index*; Landsat digitális felvételek szerinti értéke (VI_L):

$$VI_L = DC7/DC5$$

mely *DC7* a 800 – 1100 nm közötti, és a *DC5* a 600 – 700 nm közötti digitális jel *(digital counts)* hányadosa.

– A *normalizált differencia* (ND):

$$ND = DC6 - DC5/DC6 + DC5$$

A fenti összefüggések (*Heilman* és *Boyd*, 1986) digitális jelek alapján használhatók, azonban *Nilszon* et al. (1982) a nagy felbontású reflexió spektroradiogram szerint is megállapítja a vegetációs index (VI_S) értékét:

$$VI_S = \frac{b_{795} - b_{675}}{b_{795} + b_{675}} = \frac{b_{795}/b_{675} - 1}{b_{795}/b_{675} + 1}$$

A VI_S VI_L és a ND értéke szoros párhuzamot mutat a talaj feletti növényi zöldtömeg nagyságával ($r = 0{,}8 - 1{,}0$), a növénytakaró relatív szárazanyag-tartalmával, s ennek alapján a fejlődésdinamika jól nyomon követhető.

– Elterjedten használt paraméter a növényi zöldtömeg nagyságának becslésére digitális jelek alapján az ún. *zölderősség (GRN: Greeness)*:

$$GRN = -0{,}23817 \cdot DC4 - 0{,}66006 \cdot DC5 + 0{,}57735 \cdot DC6 + 0{,}38833 \cdot DC7$$

A *GRN* a zöld, vörös, valamint az infravörös-tartomány jelei közötti különbséget fejezi ki. A zölderősséghez hasonló értelmezésen alapul a *relatív zöldarány (RG)*:

$$RG = a \frac{2\overline{R}_{520-580}}{\overline{R}_{400-500} + \overline{R}_{600-700}} \geqq 1{,}0$$

Növényzet nélküli talajokon $RG = 1{,}0$, a zöldtömeg növekedésével RG arányosan nagyobbodik; a: állandó, az általunk vizsgált talajokon 0,93 – 0,98 közötti. Az állandó használatát az teszi szükségessé, hogy a csupasz talaj reflexiós spektruma a látható tartományban jól közelíti az egyenes egyenletét, de attól rövidebb hullámhosszon (400 – 500 nm) eltér. Az RG-paraméter alkalmas a LAI megállapítására.

– A *reflexió szögfüggése* egy helyi koordináta-rendszerben értelmezve, ugyancsak hasznos tájékoztatást nyújt a növénytakaró jellegzetességének megállapításában. A Nap látszólagos pályasíkjának merőlegese mentén végzett mérések információt adnak a levélzet hajlásszögének valószínűségi eloszlásáról, s ezáltak következtethetünk annak ökotípusára (szárazságtűrő, víztűrő stb.).

– A növényi felületek állapotának jellemzésére elterjedten használják a *fényességi értéket (brightness, B)*, amely a *Landsat* multispektrális digitális sávokra az alábbi módon számítható:

$$B = -0{,}332\ MSS4 + 0{,}63\ MSS5 + 0{,}59\ MSS6 + 0{,}26\ MSS7$$

Az *MSS* sávokra vonatkozó adatok természetesen normalizálva vannak a zenittávolság koszinusza szerint.

A fenti általánosan használt elemző paraméterek mellett meg kell említeni a reflexió abszolút és relatív színképeken felismerhető erőteljes elnyelési vagy visszaverődési sávjait, melyek különböző alkotó anyagok jelenlétére vagy hiányára utalnak.

A mezőgazdasági célú távérzékelés során hazánkban is használatosak a *termoviziós (AGA)-felvételek*. A termoemisszió detektálása folyékony hidrogénbe ágyazott (– 90 °C) speciális optikai rendszere mintegy 0,5 °C-os felszíni hőmérsékletkülönbség kimutatását teszi lehetővé. Elsősorban a növényállományok vízellátottságának, a talajok nedvességi állapotának becslésére alkalmas.

2. *A főbb eredmények ismertetése*

A nagyszámú hazai és a különböző nemzetközi expedíciók keretében végzett méréseink alapján az alábbiakban *szemelvényeket* mutatunk be a távérzékelés útján kapott információs anyagból. Véleményünk szerint e részeredmények alkalmasak arra, hogy a rendelkezésre álló űrfelvételek elemzését egzakt módszerek alapján bővítsük. Hazánkban jelenleg túlnyomórészt az *analóg interpretációs eljárások* a használatosak. Nem vitatjuk hasznosságukat, azonban azt mégis hangsúlyoznunk kell, hogy a széles körű fizikai módszerekre támaszkodó interpretációs módszerek alkalmazása vezet el az általános érvényű következtetésekhez. Az alábbiakban összefoglalt megállapítások és tapasztalatok lényegében ennek az irányzatnak a kibontakozását segítik.

a) A talajokra vonatkozó vizsgálati eredmények. Agrometeorológiai szempontból elsősorban a *talaj nedvességi állapotának* ismerete a legfontosabb. A talajok optikai tulajdonsága és a nedvességtartalom nagysága közötti kapcsolatban számos hasonlóság ismerhető fel, de egyidejűleg sajátos eltérések is következnek be. E körülmény a vizsgálati eredmények csoportosítását teszi szükségessé.

Nagyszámú kísérleti mérés alapján megállapítást nyert, hogy *a csupasz talajok relatív spektrális reflexiója 400 – 1000 nm-es tartományban a hullámhossz*

növekedésével nagyobbodik, nedvességtartalmuktól függetlenül. A relatív reflexió nagysága és a hullámhossz között közel lineáris kapcsolat áll fenn. Amennyiben egy reflexiós spektrumot 10 nm-es szakaszokra bontunk, úgy a 400 – 1000 nm-es intervallumban 60 mérési pont helyezkedik el. Talajonként 60 adatpárra illesztett lineáris regressziós egyenlet tengelymetszeti értéke (*a*): –2,0 – 15,0 közé esik; az iránytangens (*b*) értékek 0,0117 – 0,0500 közöttiek. Az illesztés pontosságát kifejező korrelációs koefficiensek 0,93 – 0,99 között váltakoznak, bizonyítva, hogy a spektrum egy egyenessel jól kifejezhető. Ezeket az eredményeket az SM – 1 spektrofotométerrel végzett mérésekből kaptuk. Az SM – 2 spektrofotométerrel végig mérhető a közeli infravörös tartomány (NIR). A kísérleti mérések szerint a csupasz talajok reflexiója e tartományban tovább növekszik.

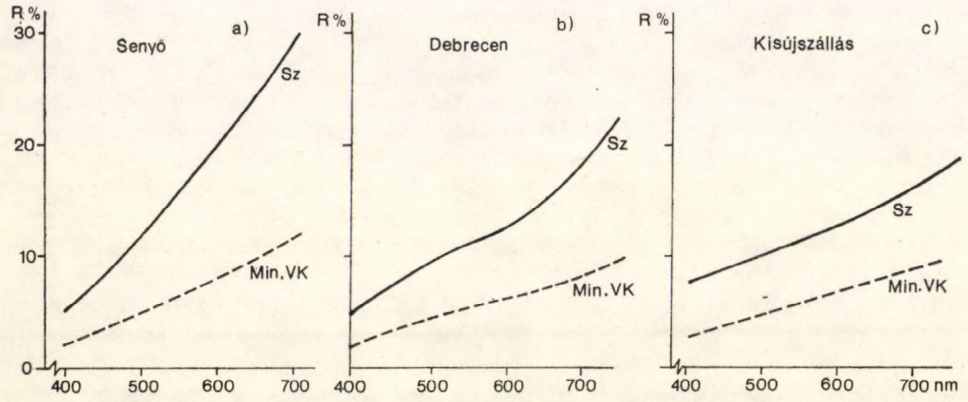
Tekintettel arra, hogy a talajok visszaverő képessége egyrészt a nedvességtartalomtól, másrészt a talajt alkotó részecskék nagyság szerinti arányától függ, bizonyos elvi meggondolásokból kiindulva arra a következtetésre jutunk, hogy

- a nedvességtartalom növekedésével a relatív reflexió kisebbedik,
- az agyagfrakció növekedésével a relatív reflexió mérséklődik.

A talaj nedvességtartalmának növekedése a spektrális reflexió linearitását nem csökkenti, de megváltozhat az iránytangens értéke, vagyis az illesztett egyenes merőlegessége. Laboratóriumi vizsgálatok eredményei alapján megállapítást nyert, hogy minél nagyobb a talaj agyagfrakciójának részaránya, a hullámhossz szerinti reflexiónövekedés mértéke annál kisebb. Hazai talajmintákon végzett kísérleti mérések eredményei szerint ez a megállapítás elsősorban a száraz talajokra vonatkozik. A *2. ábra* homok-, vályog- és agyagos talajok spektrális reflexióját mutatja be.

A különböző talajoknál a teljes benedvesedés eltérő módon csökkenti a reflexió hullámhossz szerinti növekedését. Felvetődik az a kérdés, hogy a fent leírt tapasztalati összefüggésekből milyen általános következtetés vonható le. A következtetés számszerű kifejezésére az alábbi hányadost ajánljuk:

$$T_k = b_n / b_{Sz}$$



2. ábra: A különböző talajtípusok relatív spektrális reflexiója száraz *(Sz)* és a minimális vízkapacitásnak megfelelő nedvességi állapotnál *(Min. VK)*. kavicsos sárga homoktalaj (a), sötétszürke vályogtalaj (b), szürke agyagtalaj (c).

ahol T_k: a nedvességi nyílásszög, b_n: a minimális vízkapacitásnak megfelelő nedvességtartalmú felület spektrális reflexiója, b_{Sz}: a légszáraz állapotú felszín spektrális reflexiója lineáris regressziójának iránytangense, legalább 25 nm-es felbontásra.

A T_k-értékeknek a vizsgált talajokra vonatkoztatott átlagát, a száraz állapot (*Sz*) esetére vonatkoztatott iránytangenst (*b*) és a minimális vízkapacitásnak megfelelő értékeket (*Min. VK*) különböző talajtípusok esetén így foglalhatjuk össze:

	T_k	*b*	*Min. VK*
homoktalajok	0,370	0,080	0,030
vályogtalajok	0,320	0,040	0,013
agyagos talajok	0,710	0,028	0,020

A közölt átlagos hányadosok szerint *minél közelebb áll I_k-értéke az 1,00-hez, a talaj agyagfrakciójának hányada annál nagyobb.* A száraz és nedves értékre vonatkozó iránytangens különbsége szöget fejez ki; minél nagyobb a két egyenes által bezárt szög, a talaj agyagtartalma annál kisebb. A bemutatott eredmények megerősítik azt a korábbi megállapításunkat (*Szász*, 1981), mely szerint a talajok nedvességi állapotára főként a vörös tartományban végzett reflexiós mérések alapján következtethetünk. Erre a célra a Landsat MSS – 5 és az MSS – 6 sávok adják a legmegfelelőbb információt, főleg a kora tavaszi felvételek alapján.

A talajfelszínnek egyik legjellegzetesebb mechanikai jellemzője az *érdesség*. Az érdesség lehet természeti folyamatoknak és antropogén beavatkozásoknak a következménye. A felszín érdességének foka egyaránt lehet a felszínt formáló folyamatoknak elindítója, közbeeső állapota, vagy éppen következménye. A felszín érdessége mértékének ismerete igen hasznos a geográfus, a mezőgazdasági mérnök, a környezetvédő stb. számára. A távérzékelés ismertetett elve és módszere lehetőséget nyújt arra, hogy az érdesség mértéke megállapítható legyen. E helyen a részletes fizikai alapok ismertetését mellőzve, csupán annyit említünk meg, hogy *minél érdesebb egy felület, valószínűségileg annál kisebb az a felületi arány, amelyről a visszaverődés a vízszintes felület visszaverődéséhez közel áll.* Más szóval: minél érdesebb a felület, a reflektáló elemi felületek hajlásának valószínűségi eloszlása annál közelebb áll a véletlenszerű térszögálláshoz. Ebből már könnyen belátható, hogy a felületek „simaságával" a reflexió mértéke fokozódik. Vizsgálataink szerint az érdesség fogalmát a mezőgazdasághoz kapcsolva, a különböző módon művelt felületek reflexiós feltételeit hasonlítottuk össze. Az eddigiek szerint úgy látszik, hogy az érdesség mélysége és a reflexió csökkenése között statisztikailag szigorú összefüggés áll fenn ($r = 0{,}75 - 0{,}95$). A kísérleti mérések alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy egy mélyszántás – közepes humusztartalmú talajon (3,5%), közepes nedvességtartalomnál – átlagosan 15%-os reflexiócsökkenést vált ki. A néhány cm-es szintkülönbséget kiváltó érdesítés reflexiót csökkentő hatása 5% alatti. Az eddigi – teljesnek nem mondható, de hazai adatok hiányában ki nem egészíthető – ismereteink szerint *az érdesség reflexiót csökkentő hatása egyéb tényezők mellett nem hanyagolható el a mezőgazdasági célú interpretáció során.* Úgy ítéljük meg, hogy ennek kérdése az eddigi vizsgálatok rendjében a háttérben maradt.

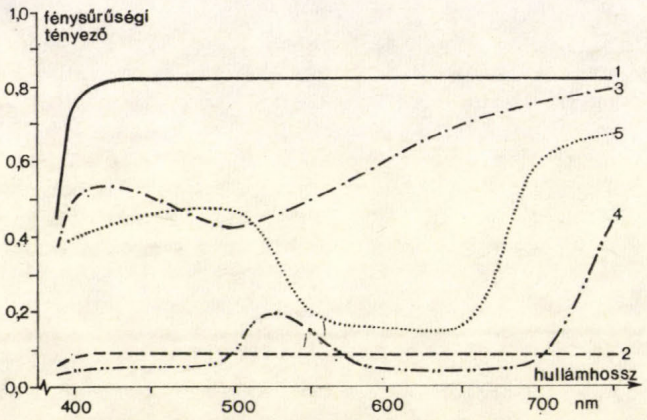
Amikor távérzékelési módszerekkel elemezzük a talajok állapotát, nem hagyható figyelmen kívül a talaj *szervesanyag-tartalma* és *agyagtartalma*. A *szervesanyag-tartalom* és a reflexió viszonya nemzetközileg is széleskörűen elemzett

kérdések körébe tartozik. Minél nagyobb a felszíni talajréteg szervesanyag-tartalma, reflexiója annál kisebb. Ez a megállapítás a hazai talajmintákon, illetve mintaterületeken végzett mérések alapján megerősíthető. A jelenség érdekessége, hogy *a hullámhossz növekedésével a reflexió fokozódik.* A reflexió hullámhossz szerinti erősödése a közeli infratartományra is kiterjeszkedik. *Al-Abbas – Swain – Baumgardner* (1972) megállapította, hogy a közeli infravörös tartomány reflexiója erősebb korrelációt mutat a szervesanyag-tartalommal, mint a látható sugárzási tartomány egyes szakaszaiban mérhető reflexióval. A spektrális relatív reflexió és a talaj *agyagtartalma* között szintén jelentős kapcsolat mérhető fel. Az agyagtartalom nagysága és a spektrális reflexió relatív értéke közötti kapcsolat sajátos módon alakul. Az agyagtartalom növekedésével érdekes módon főként a vörös és a közeli infravörös reflexió fokozódik. Az utóbbi fizikai magyarázata további fizikai vizsgálatokat igényel. Hazánkban a nagy agyagtartalmú talajok területaránya jelentős. Éppen ezért a növényzet nélküli időszakból származó űrfelvételek tematikus értékelése során ez a körülmény nem hanyagolható el.

Amikor a talaj szervesanyag- és agyagtartalmáról beszélünk, e két alkotóanyagnak a reflexióra kifejtett kölcsönhatása nem hanyagolható el. Röviden összefoglalva: az agyagtartalom növekedésével a szervesanyag-tartalom nagyobbodik. E kapcsolat karakterisztikája talajtípusonként változik, és természetesen fontos szerepet tölt be ebben a kapcsolatrendszerben az *ökológiai adottság.* E helyen számszerű összefüggésekről hazai viszonyok között még nem beszélhetünk, mivel az erre vonatkozó mérések eredményei nem engedik meg a számszerű általánosítást.

A fentiek azokat a tapasztalatokat foglalják össze, melyeket a csupasz talajokra vonatkozó referencia-mérések eredményei alapján értünk el. Úgy ítéljük meg, hogy e számszerű összefüggések jól hasznosíthatók az űrfelvételek agrometeorológiai célú interpretációja során.

b) A növényállományokra vonatkozó vizsgálati eredmények. A növényzet megjelenése és gyarapodása a felszín spektrális relatív reflexióját alapvetően módosítja. A módosulás *minőségileg* két szakaszra bontható fel:

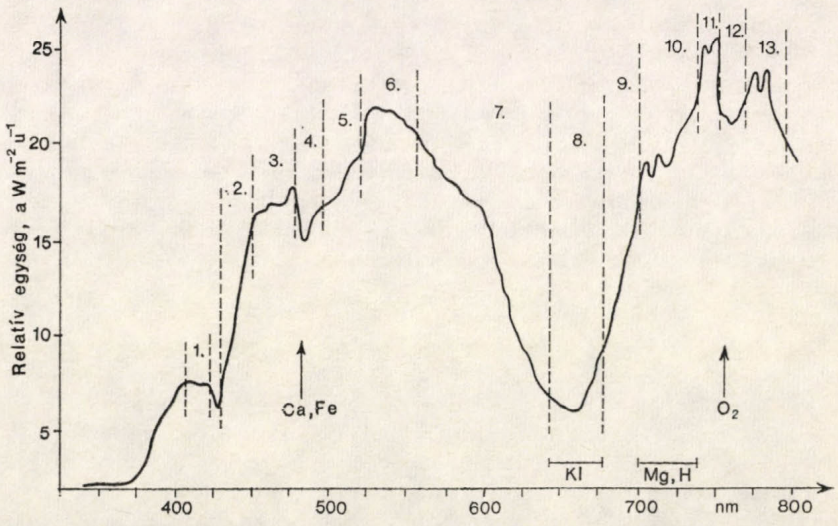


3. ábra: A különböző színek spektrális reflexiójának karakterisztikája az OMH színetalonjai szerint, 1: fehér, 2: sötétszürke, 3: középpiros, 4: telített zöld, 5: telített kék. Fillinger közlése szerint *Lukács* (1982) nyomán.

– a megjelenő növényzet módosítja a talajra *domináns* jellegzetességek számszerű értékeit
– a növénytakaró spektrális tulajdonságai háttérbe szorítják a talajra vonatkozó jellemzőket, a növényzet optikai sajátosságai válnak a felszín jellemzőivé.

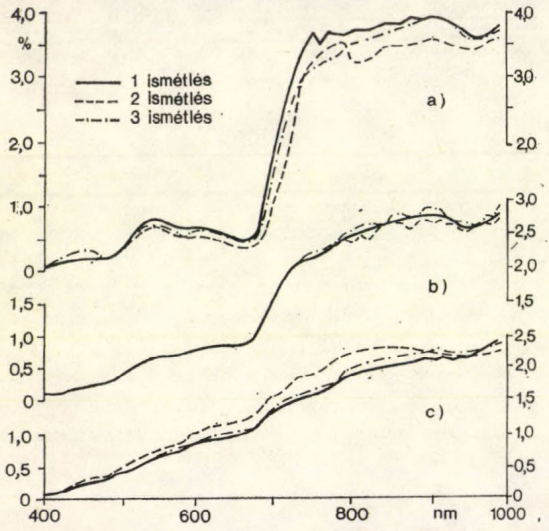
A növénytakarónak megjelenése a talajfelszínen főként a *színarányok* megváltozásán át fejti ki hatását a felszíni reflexióra. A hazai szántóföldi növényállományok a fejlődés első szakaszában optikailag hasonló hatásokat keltenek. Növényeink színanyaga a klorofill, amely kisebb-nagyobb arányban épül fel a fiatal növények levélzetében. A zöld felületnek sajátos spektrális relatív reflexiója van: a kék és vörös tartományban a visszaverődés kisfokú, míg a zöld tartományban érthető módon erőteljes; a legerőteljesebb reflexió a közeli infravörös tartományban mérhető. Természetesen egyéb más növényi színtesteknek is megvannak a karakterisztikus reflexiós görbéi, melyeket a *3. ábra* mutat be. A klorofillnak és egyéb színtesteknek (xantofill, karotinoid stb.) a mennyisége, aránya sajátos dinamikát mutat az egyedfejlődés során. Több növény levélzetének határoztuk meg a színkoordinátáit. E vizsgálatok nyomán az a tapasztalat alakult ki, hogy a növény korának előrehaladtával a vörös-összetevő egyre erőteljesebbé válik. A színváltozásnak megkülönböztettünk egy latens szakaszát, amikor az még vizuálisan nem látható, csupán a színösszetevők mérésével bizonyítható. Ezt követi a *szenzibilis szakasz*, amikor a színváltozás szemmel láthatóvá válik. A zöld-vörös aránynak ez a változása természetes folyamat, azonban a különböző – hő-, víz-, tápanyagellátásban jelentkező – stresszhelyzetekben jelentős torzulást szenved el a növény. A *növényi állapot diagnózisának* egyik lényeges módja a színarányok megállapítása, ezzel ugyanis az állomány kora becsülhető.

Minél nagyobb a növényállomány levélfelülete, a mérhető reflexiós spektrum egyre inkább a klorofill reflexiót reprezentálja. A *4. ábra* egy vegetatív sza-



4. ábra: Az őszi búza abszolút spektrális reflexiója (részben *Mack, Brach* és *Rao* nyomán) és néhány főbb alkotó anyag elnyelési sávja (1: 415–425; 2: 430–450; 3: 450–480; 4: 480–490; 5: 490–520; 6: 520–560; 7: 560–640; 8: 640–680; 9: 680–700; 10: 700–730; 11: 730–750; 12: 750–770; 13: 770–790 nm).

kaszban levő növényi felület abszolút reflexióját mutatja be, relatív egységben kifejezve. A spektrum felvétele nagy felbontású spektrofotométerrel történt. Az SM – 1, illetve az SM – 2 típusú spektrofotométerünk maximális felbontása 1 nm, s ezzel az ábra szerinti spektrum megszerkeszthető. A közölt ábra *Mack, Brach és Rao* (1984) mérései alapján készült, ezt mutatjuk be némi módosítással és kiegészítéssel. Mindenek előtt *a növényi felületek abszolút reflexiójáról* kell röviden szólni. Általános mérési tapasztalat, hogy a zöld növénytakaró spektrális reflexiójának két erőteljes maximuma van, az egyik 500 – 600 nm, a másik pedig a



5. ábra: Az őszi búza relatív spektrális reflexiója kalászhányás kezdetén *(a)*, a virágzás végén *(b)* és viaszérés idején *(c)*.

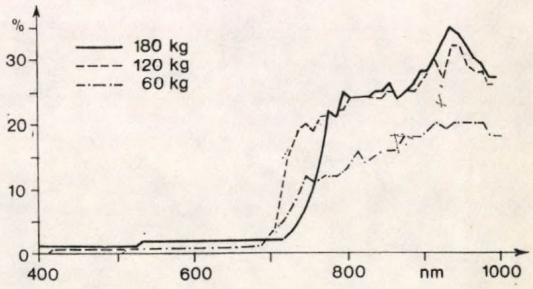
látható spektrum utolsó szakaszában 700 – 780 nm között alakul ki. A minimális értékek a kék (350 – 425 nm) és a sárga (625 – 675 nm) tartományban alakulnak ki. Ahogyan az ábrából kitűnik, a reflex-sugárzás intenzitásának görbéjén számos, változó mértékű visszaesés látható. Ezeknek egy része a beeső sugárzás abszorpciós sávjaival esik egybe, más részük pedig a reflektáló felület nagyfokú elnyelőképességével magyarázható. Az elnyelő-, illetve visszaverőképesség erőteljes változását a felszín sajátos alkotó anyagának hiánya, vagy jelenlétének nagy aránya okozza. A 4. ábrán feltüntettük azokat a sávokat (nm), melyeknek okozó anyaga ismert. Ezek közül a jelentősebbek:

Ca, Fe	SiO_2, Fe_2O_3	Klorofill	Mg, H	O_2
480-490	500-640	640-680	690-775	750-770

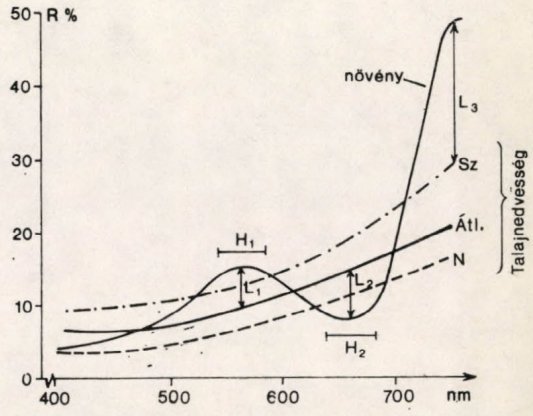
Természetesen a fenti anyagokon túlmenően – ahogyan majd később látni is fogjuk –, számos olyan sávról tudunk, amelynek okozó anyaga ismert. A sávok rendszeres ellenőrzése, mélységüknek, vagy magasságuknak idő szerinti alakulása a sávhatást kiváltó anyag mennyiségi változására utal.

A *relatív spektrális reflexió* szélesebb körben használatos információs anyag. A relatív reflektancia szintén sokféle tájékozódásra nyújt lehetőséget. Agrometeorológiai szempontból a növények fejlődési dinamikáját kell elsődleges fontosságúnak minősítenünk. A spektrális karakterisztikáknak sajátos típusai különíthetők el egymástól, illetve a típusok időbeli rendjéből következtethetünk a

növény állapotváltozására. Példaként mutatjuk be az őszi búza állományának relatív spektrális reflexióját három fejlődési szakaszra. Az *5a. ábra* az őszi búza kalászhányás kezdetén levő állománya spektrális reflexióját szemlélteti. Igen jól látszik az erőteljes *zöld* reflexió, valamint a *kék* és *sárga* tartomány alacsony értéke. A közeli infravörös tartományban a különböző helyeken mért értékek egyaránt magasak. Az *5b. ábra* a kalászolást követő virágzás idejéből származó mérés eredményét mutatja. E fenofázisban a klorofillhatás már mérséklődik, s a sárga



6. ábra. A nitrogén műtrágyázás hatása a kukorica relatív spektrális reflexiójára virágzás idején.



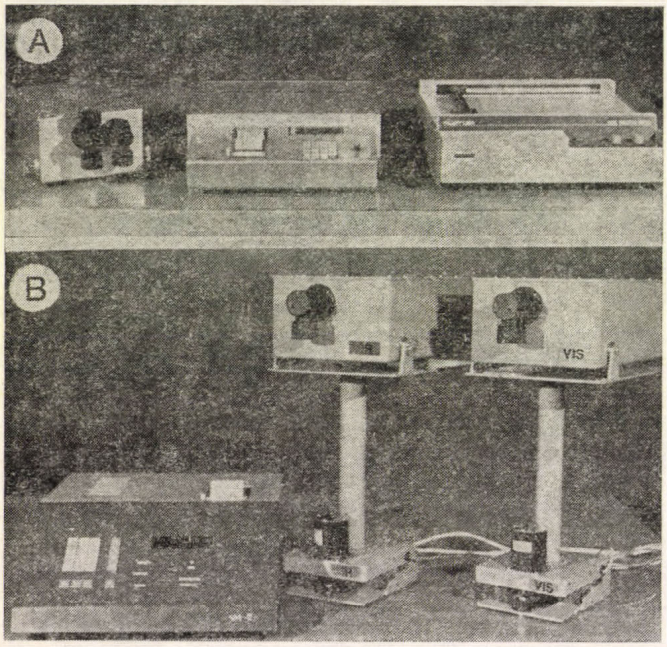
7. ábra. A talaj-növény távérzékelési szubmodelljének vázlata.

tartományban a reflexió erőteljessé válik a színtest-garnitúra módosulása folytán. Az *5c. ábra* a viaszérésben levő állományt reprezentálja: az elszáradt, lesárgult levélzet, a sárgásbarna kalászok teljesen megváltoztatják a visszavert sugárzás hullámhossz szerinti arányait. Jelentős mértékben csökken a NIR tartományban is a reflexió, amely a növényzet víztartalmának csökkenésére utal. Az utóbbi három ábra közötti eltérés a különböző sávarányokkal számszerűen kifejezhető. A 10 nm-es felbontású spektrális reflexiós görbék rendkívül jellegzetesnek minősíthetők a zöld, az érés elején és a teljes érés előtti állapotra.

A különböző agrotechnikai beavatkozások is módosítják a spektrális karakterisztikát. E helyen elsősorban a *tápanyagellátás* szerepére utalunk. A *6. ábra* a különböző adagú nitrogénműtrágya hatását mutatja be kukorica növénynél 1985-ben, címerhányás fázisában. A N-dózis növekedésével A NIR-tartományban (800 – 1000 nm) a reflexió nagyobbodik, amíg azt a növény fel is veszi. A 120 és a 180 N kg/ha hatóanyag közötti különbség már elhanyagolható, mivel a növényállomány a 180 kg-nak csak egy hányadát veszi fel. A kísérleti mérések sze-

rint a 750 – 1000 nm-es intervallumban mért reflexió relatív értéke jól jellemzi a növénytakaró nitrogénellátottságának mértékét.

Végezetül lehetőséget mutatunk be arra, hogy miként hasznosíthatók a különböző részinformációk egy *egységes agrometeorológiai modellben.* A modell kidolgozásának célja az, hogy a spektrális jellemzők alapján a különböző növények fejlődését nyomon követhessük, megállapítható legyen a fejlődés kedvező vagy kedvezőtlen volta, s végül a többszöri reflexiós mérések elemzése alapján következtethessünk a termés nagyságára és minőségére. A kérdésfelvetés könnyebb



8. ábra. Az SM – 1 (A) és az SM – 2 (B) reflexiós spektrofotométer optikai egysége a mikroprocesszorral és az X. Y.-plotterrel.

megértése céljából mutatjuk be a *7. ábrán* a *talaj-növény modell grafikus vázlatát.* Lényegében a talaj és a zöld növénytakaró relatív spektrális reflexiós karakterisztikáját egymásra helyezve, a λ hullámhossz intervallumokban L_n eltérés állapítható meg közöttük. A közölt vázlaton három megkülönböztetett sávot tüntettünk fel:

klorofill reflexió – talajreflexió különbsége (L_1); 525 – 575 nm
sárga reflexió – talajreflexió különbsége (L_2); 625 – 675 nm
vörös reflexió – talajreflexió különbsége (L_3); 725 – 775 nm

Nyilvánvalóan más tartományokban, következetesen kialakuló eltérések is figyelembe vehetők az objektum természetétől függően. Amennyiben a felszínt borító növénytakaró minőségi – fajbeli – megkülönböztetése a cél, az L értékét bármely felszínhez viszonyítva megállapíthatjuk, a lényeg az, hogy az objektum és a vonatkoztatási felszín reflexiója alapvetően különbözzék egymástól. Erre a legmegfelelőbb a fehér-standard használata. A *7. ábrán* bemutatott vázlat szerint a talaj-reflektancia a referencia-érték, de ekkor a talaj nedvességtartalmát esetről esetre meg kell állapítani. (A talajnedvesség becslésének módjáról más közleményben számolunk be.) Az L eltérések regressziós analízissel hitelesíthetők:

$$P_n = \alpha_0 + \alpha_1 L_1 + \alpha_2 L_2 \ldots + \alpha_n L_n \; [t \text{ ha}^{-1}]$$

ahol α_i: regressziós együtthatók, L_i: a növényállomány és talaj relatív reflexiója közötti különbség a figyelembevett sávokban. Ezen a módon olyan szubmodell kialakítása válik lehetővé, amely egy általános agrometeorológiai modellt eredményesen egészít ki.

A távérzékelés számos más eljárás alkalmazását is lehetővé teszi, ezek kidolgozása folyamatban van, eredményeiről azonban csak később adhatunk tájékoztatást. Azt is hangsúlyoznunk kell, hogy e helyen csak a főbb eredményeket említettük meg. Az elmondottakon túlmenően célunk az, hogy korszerű módszerekkel egészítsük ki az eddigi elemzési eljárásokat.

Végezetül a *8. ábrán* mutatjuk be az SM–1 (A) és az SM–2 (B) reflexiós spektrofotométer fényképét, mivel a fent ismertetett eredmények ezzel a mérőrendszerrel kapott mérésekből származnak.

Összefoglaló megállapítások

1. Az agrometeorológia területén a távérzékelési eljárások alkalmazása új információforrások feltárását teszi lehetővé.
2. A talajra vonatkozó távérzékelési vizsgálatok eredményei jól egészítik ki a hagyományos éghajlati és agrometeorológiai megfigyeléseket.
3. A növénytakaróra vonatkozó földi megfigyelések eredményei jelentős mértékű gyarapítást igényelnek egyrészt az űr- és légi felvételek interpretációjának szélesebb körű megvalósítása érdekében.
4. A referenciafelületek tematikus vizsgálata a jelenleginél gazdagabb országos műszerparkot követel meg.

IRODALOM

Al Abbas, A. H. and *Swain, P. H.* and *Baumgardner, M. F.:* 1972: Relating organic matter and clay content to the multispectral radiance of soils. *Soil sci.* Vol. 114. 477–485.

Bunnik, J. J. 1981: Fundamentals of remote-sensing relations between spectral signatures and physical properties of crops. in: *Berg, A.* (Ed.): Application of Remote Sensing to Agricultural Production Forecasting. Balkema, Rotterdam, 47–81.

Fedcsenko, P. P.–Kondrat'ev, K. Ja., 1981: *Spektralnaja otrazsatelnaja szposzobroszt nekotorüh pocsv.* Gidrometeoizdat. Leningrad, 1–230.

Heilman, J. L. and *Boyd, W. E.*, 1986: Soil background effects on the spektral response of a three-component rangeland scene. *Rem. Sens. Envir., 19.* 127–137.

Kondrat'ev, K. Ja. and *Fedcsenko, P. P.*, 1982: *Opredelenie sztepeni zaszorennoszti zlakovüh kultur po dannüm szpektralnüh izmerenij.* Iszszl. Zemli iz Kozmosza. 3. 59–68.

Lukács Gy., 1978: Bevezetés a műszeres színmérésbe. *Kolorisztikai Ért.* 6. 322–342.

Lukács Gy., 1982: *Színmérés.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest. 1–339.

Mack, A. R., Brach, E. J. and *Rao, C. R.*, 1984: Appraisal of multispectral scanner system from analysis high-resolution plant spectra. *Int. Journ. Rem. Sens., No.* 5. 279–288.

Nilszon, T. A. et al., 1982: Ob ocenke sztepeni szozrevanija zernovüh kultur disztancionnümi opticseszkimi metodami. *Iszszl. Zemli iz Koszm.* No. 1. 41–47.

Ross, J., 1981: *The radiation regime and architecture of plant stands.* Junk Publ., Hague–Boston–London, 1–391.

Szász G., 1981: A távérzékelési eljárások hasznosítása a növénytermesztés, növényvédelem és meliorációs tevékenység irányításában. MÉM–MÜFA Jelentés, Debrecen.

Szász, G., 1986: Die Bedeutung der Fernerkundung in der grossräumigen phänologischen Beobachtung. *Arb. Phaenologica,* Offenbach, 111–119.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2—3. szám. 1987. március—június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2—3 March—June 1987 Budapest

A tápanyag- és vízellátás kapcsolata

DEBRECZENI BÉLA *Agrártudományi Egyetem, H—8361 Keszthely*

Relationship between nutrient and water supply. It's a well-known rule that the plant isn't able to utilize the nutrient if water deficit is in the soil despite the presence of sufficient nutritive material. The water supply of the plant (precipitation or irrigation) depends on nutrient supply (nutrient content in the soil, fertilization). The better nutrient supply produces the more economical water utilization. The productivity of the soil namely the water and nutrient economy determines the efficiency of the irrigation and fertilization considerably. According to our results and data of other research workers a unit of yield was reached by saving of considerable irrigated water and artificial fertilizer on a good quality soil. Results of the experiments and practical uses are the efficiency of the irrigation is lower but the efficiency of the artifical fertilization is higher on soil having moderate production potential because more water and less nutrient are required for producing of yield-unit, and vice versa on the soil having good water balance. All these are related to the regularity that the water supply and mobilization of the available nutrient are more favourable on the soils having good water economy (optimum water-air ratio). So the irrigation or the precipitation fallen in proper time improve not only the water supply but the nutrient supply as well opening up the nutrient of the soil. Its influence is the more effective utilization of the artifical fertilizers.

*

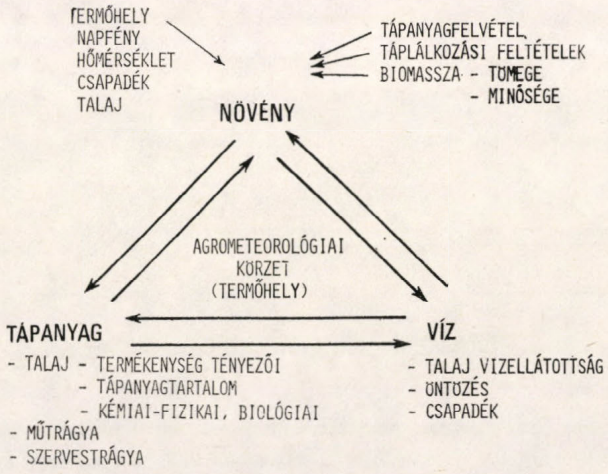
A tápanyag- és vízellátás kapcsolata. Rég ismert törvényszerűség, hogy lehet bármennyi tápanyag is jelen a talajban, ha vízhiány van, a növény a tápanyagokat nem tudja hasznosítani. A növény vízfelhasználása (csapadékból vagy öntözővízből) viszont a tápanyag-ellátottság (a talaj tápanyagtartalma, trágyázás) mértékétől is függ, kedvező tápanyagellátáskor a növény vízfelhasználása is gazdaságosabb. A talaj termékenysége — azaz víz- és tápanyaggazdálkodási tulajdonsága az öntözés és a trágyázás hatását is jelentős mértékben meghatározza. Irodalmi adatok alapján és saját tapasztalataink szerint is a jó termékenységű talajokon az egységnyi termés elérése öntözővíz- és műtrágya-megtakarítással jár. Kísérleti és gyakorlati tapasztalat az, hogy kevésbé termékeny talajon az öntözés hatékonysága általában kisebb, a műtrágyázás hatékonysága viszont nagyobb, mivel itt az egységnyi termés kialakításához több vízre és kevesebb tápanyagra van szükség, a jó termékenységű talajokon ugyanez fordítva érvényes. Mindezek összefüggnek azzal a törvényszerű jelenséggel is, miszerint a jó vízgazdálkodású talajokon (optimális víz — levegő arány) a növények számára nemcsak a víz felvétele, hanem a talaj felvehető tápanyagainak mobilizációja is kedvezőbb. Tehát az öntözés, vagy a megfelelő időben és mennyiségben hullott csapadék nemcsak a növények vízellátását, hanem a talajok tápanyagainak fokozottabb feltáródása révén tápanyagellátását is kedvezőbbé teszi. Rendszerint a nagyobb mennyiségben használt szerves és műtrágyák jobb hasznosulását is ezáltal javítja.

*

A növények termesztésekor az elérhető termés mennyisége és minősége a környezet klimatikus viszonyainak, a talaj termékenységének, továbbá az agro- és kemotechnikai tényezőknek szoros függvénye. A tudományos kutatás (növényélettani, agrokémiai, talajtani, növénytermesztéstani), de a termesztési gya-

korlat is szüntelenül arra törekszik, hogy mind teljesebben ismerje meg a termést növelő vagy korlátozó tényezők hatását és azok kölcsönhatásait. Megismerve például a növények ásványianyag- és vízfelvételének mechanizmusát és az erre ható tényezőket, konkrét klimatikus és talajviszonyok között minden egyes termesztendő növény számára kidolgozható a nagy és jó minőségű termést nagyobb valószínűséggel biztosító tápanyag- és vízellátási rendszer.

A táplálkozási és vízháztartási viszonyok kölcsönhatásainak vizsgálatára – sajnos – mind a külföldi, mind a hazai irodalom tanúsága szerint az utóbbi évekig kevés figyelmet fordítottak. Magyarországon a tápanyagellátás és a vízfogyasztás közötti egyes összefüggések tanulmányozása az 1951–54-es években



1. ábra: Növény-tápanyag és -vízellátás összefüggése

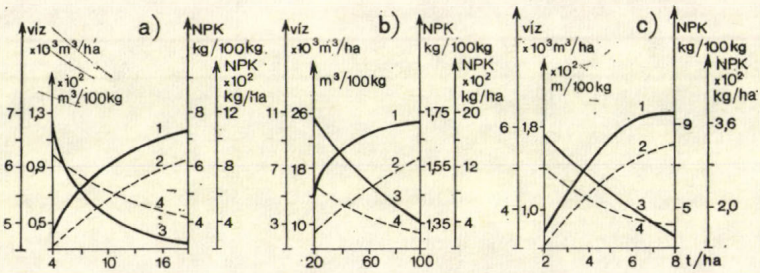
Hank O., Frank M. és *Fehér D.* nevéhez fűződik. A téma újbóli felvetése és vizsgálata korszerűbb agrokémiai módszerekkel 1962-ben általunk folytatódott a Szarvasi Öntözési és Rizstermesztési Kutatóintézetben (ma Öntözési Kutatóintézet), majd később a Gödöllői, illetve a Debreceni Agrártudományi Egyetemen.

A témát, amelyről szó van, az *1. ábra* szemlélteti. A tápanyag- és vízellátás kapcsolatát a növény érdekében, a növényen keresztül vizsgáljuk. A tápanyagok a talajban származhatnak a talaj természetes tápanyagtartalmából és a talajba vitt szerves- és műtrágyákból; a vízellátottsága csapadékból, ill. öntözésből. A növény a tápanyag- és vízfelvételében nem tesz különbséget aszerint, hogy milyen eredetű az, amihez hozzájut gyökerei által. A nyilak világosan jelzik a növény és a víz, a növény és a tápanyag, valamint a tápanyag és a víz kölcsönhatását, és e három tényező elválaszthatatlan egységét. A témakör részletes összefoglalását tartalmazza az 1983-ben megjelent könyvünk (Debreczeni Béla–Debreczeni Béláné). Előadásomban a téma összefoglalójában megfogalmazott néhány fontos tézist – könyvünk segítségével – szeretném elvi és gyakorlati oldalról részletezni és bizonyítani.

A növények által elpárologtatott víz mennyisége, a szárazanyaggal kivont összes tápanyagmennyiség, valamint a felhalmozódott összes szárazanyag-mennyiség összefüggésbe hozható. Az egységnyi szárazanyagtermés létrehozásához

felhasznált víz mennyisége, vagyis a transpirációs koefficiens és az összes száraz anyag között szoros, de fordított az összefüggés. Minél nagyobb a létrehozott szárazanyag-produktum, annál kisebb a transpirációs együttható. A megfelelő tápanyagellátás – aminek hatékonysága terméstöbbletben is kifejezésre jut – a növények gazdaságosabb vízfelhasználását vonja maga után.

Az általunk is legtöbbet vizsgált szántóföldi növények tényleges és fajlagos víz- és tápanyagfelhasználását vizsgálta *Kolpakov* is (1966) *(2. ábra)*. Ez mindenekelőtt arra figyelmeztet, hogy a növekvő termést (vízszintes tengelyen) fokozódó összes víz- és NPK-igénye (1 – 2. görbén) és csökkenő fajlagos igénye (3 – 4. görbén) követi. De ezek üteme növényfajtól és ezen belül a már elért termésszintől is függ. Kezdetben, vagyis alacsonyabb termésszinten a görbék meredekebben



2. ábra: A víz- és tápanyag-felhasználás és a termés közötti összefüggés *(Kolpakov*, 1966).

emelkednek vagy lejtenek, mint nagyobb termésszinteknél. Ugyanakkor különbség tapasztalható a víz és tápanyagok felhasználásának üteme között is. A fajlagos vízfogyasztás a termés növekedésével nagyobb mértékben csökken – főleg a búzánál és a kukoricánál –, mint az egységnyi NPK-felhasználás. Mindez mégsem lineáris kapcsolatra utal a víz- és tápanyagfelvétel menetében, mechanizmusában.

Az ásványi táplálkozás és a transpiráció kapcsolatára általában az jellemző, hogy a talaj vízellátása és a növény vízfelvétele csak annyira befolyásolja az ionfelvételt, amennyire az ionellátásra a transpirációs áram hatással van. Ismert jelenség, hogy a gyökerek vízfelvétele és a föld feletti részek vízleadása folytán a talajban a gyökerek irányába indul meg a vízáramlás. Ezért az ionokat részben a *tömegáramlás* mechanizmusa juttatja el a gyökér felszínéhez.

A számítások azt mutatták, hogy a gyökerekig való tömegáramlásnak főleg a kalcium- és a magnéziumionok, kisebb mértékben a kálium, ammónium, nitrát és még kevésbé a foszfátionok esetében van jelentősége. Megállapították, hogy a nagyobb mértékben mobilizálható tápanyagoknál a víz mozgása nagyobb szerepet játszik, mint az egyéb ionoknál, ahol is a diffúzió mechanizmusa a jelentősebb tényező. Ez azt jelenti, hogy a talaj-gyökér érintkezési helyén – az ionfelvétel következtében – koncentrációesés jön létre a gyökerekkel kontaktusban levő talaj és a távolabbi talajrészecskék között. Ezek az ionok a gradiens mentén diffundálnak a gyökerek felé mindaddig, amíg ez a koncentrációgradiens fennáll. Hogy ez a mechanizmus milyen tápanyagmennyiséget szállít a növények gyökérfelületére, az a transpirációtól, a talaj nedvességtartalmától és a talajoldat koncentrációjától függ. A transpiráció tehát főleg közvetett hatással van a tápanyagok felvételére, mert sem a tápionok, sem a víz felvétele nem valami mecha-

nikus folyamat, hanem a növényi szervezet és a környezet közötti aktív kölcsönhatás egyik megnyilvánulása.

Felvetődik a kérdés, hogy milyen mutatóval jellemezhető ez a kapcsolat. Úgy véljük, hogy ehhez leginkább az ion- és vízfelvétel mechanizmusát vizsgáló fiziológiai módszerek (növényélettani vizsgálatok, csíranövény-kísérletek, vízkultúrás eljárások stb.) nyújthatnak megbízható támpontot. Növényélettani méréseket ugyan nem végeztünk, hanem a talajkultúrás növénytáplálkozási jellegű tenyészedény-kísérletek tápanyag- és vízforgalmi adatait használtuk fel a jelzett kapcsolat vizsgálatára.

A növények által felvett összes N és ásványi anyagok, továbbá a növények által elpárologtatott összes víz mennyisége megfelelő összehasonlításban, mutatója lehet a két fiziológiai folyamat kapcsolatának. A növények által a talajból felvett vízmennyiség és a szárazanyagterméssel kivont tápanyagtartalom, közvetlenül a növények termésének (szárazanyag-mennyiségnek) és relatív tápanyag-tartalmának a függvénye. Ily módon a vízfogyasztás és a tápanyagtartalom között közvetlen és közvetett kapcsolat kereshető.

A környezet befolyásoló hatása közül két tényező — a műtrágyázás és a vízellátás — szerepével foglalkoztunk. Az ásványi táplálkozás és a transpiráció kapcsolatát tenyészedény-kísérletben — egyrészt az 1 liter elpárologtatott vízre jutó felvett tápanyaggal, másrészt ennek reciprokával, a felvett 1 mg tápanyagra jutó elpárologtatott vízmennyiséggel jellemeztük.

Megállapítottuk, hogy az egységnyi elpárologtatott vízre jutó felvett tápanyagok mennyisége minden kísérletben nőtt a műtrágyázás hatására (a PK-kezelés kivételével), pedig a transpirációs együttható csökkent, és a szárazabb talajnedvesség-viszonyokon általában ez a növekedés nagyobb mértékű volt, mint optimális talajnedvességen. A legfontosabb tény azonban az, hogy annak ellenére, hogy a növények optimális talajnedvesség-ellátáskor mintegy 3-szor többet párologtattak el a szárazabb viszonyokhoz képest, a felvett tápanyagok mennyisége nem követte azt sem mennyiségében, sem arányaiban.

A műtrágyázás eredményeként létrejött nagyobb növényi zöldtömeg arányosan több víz felvételére, illetve elpárologtatására képes. Ugyanakkor a fajlagos vízfogyasztás, vagyis az egységnyi szárazanyagra jutó elpárologtatott víz mennyisége nitrogén-, illetve nitrogént is tartalmazó műtrágyázás (NP, NPK) hatására csökken. A PK-műtrágyázás nem volt kedvező hatással a növények fajlagos vízfogyasztására.

Szász (1973) is utal arra, hogy az optimális vízigény alakulásában rendkívül fontos szerepet játszik a tápanyagellátás. Kísérletei szerint (hasonlóan a mieinkhez (*Debreczeni — Debreczenine*, 1983) az ásványi tápanyagok közül a nitrogén fokozza a legnagyobb mértékben a vízfelhasználást. Ez a hatás annak tulajdonítható, hogy a nitrogén fokozza a vízfelhasználást növelő transpirációs felületet, vagyis a levélfelületnek a területegységre vonatkoztatott értékét.

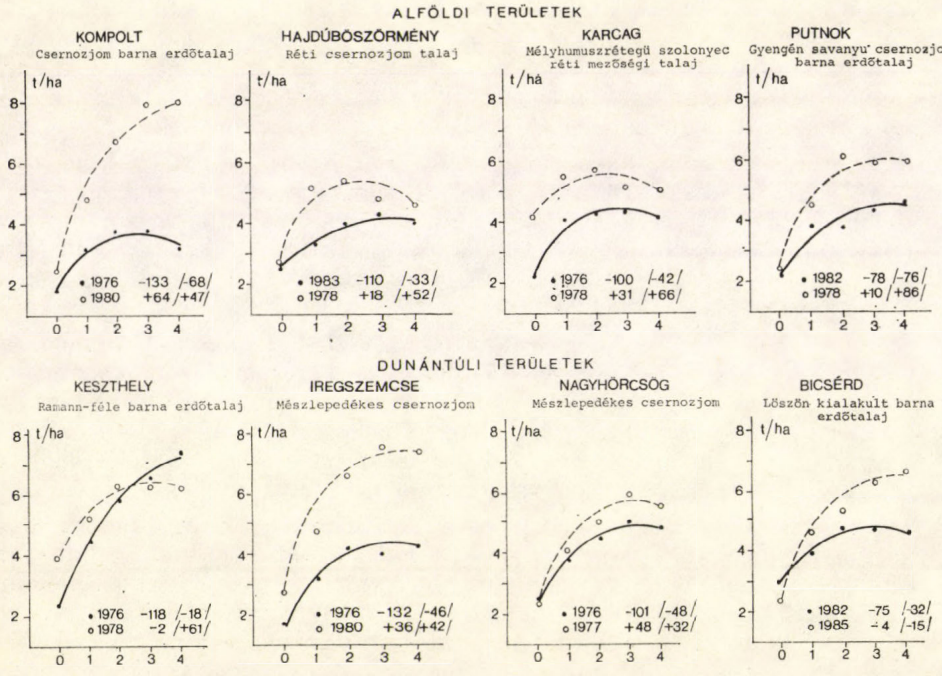
Számos irodalmi adat, de saját kísérleti eredményeink is arról tanúskodnak, hogy a műtrágyák és talajok tápanyagainak *hasznosulása* optimális talajnedvesség esetén kedvezőbb, mint száraz viszonyok között. Tenyészedény-kísérleteinkben a megfelelő tápanyag- és műtrágyaarány is a vízfelhasználás hatékonyságának növelését mutatta, a transpiráció produktivitásának egyidejű növekedésével. *Olson* (1972) is rámutatott arra, hogy megfelelő műtrágyázással a vízfelhasználás hatékonyságát növelni lehet, de a műtrágyázás nem helyettesíti a vízellátást.

Ezzel összefüggésben állást lehet és kell is foglalnunk abban a kérdésben, hogy milyen kapcsolatban van egymással a természetes csapadék és a felhasznált műtrágya mennyisége? Más szóval nagyobb-e a tűrőképessége a növényeknek a szárazsággal szemben a jobb tápanyag-ellátottságú talajon vagy nem?

Ismeretes, hogy szinte valamennyi jellegzetesen eltérő ökológiai körzetben létezik egy-egy meghatározott, leggyakrabban ismétlődő időjárási sajátosság, ami miatt szenved a növényzet, csökken a termés (szárazság, túl bő csapadék stb.). Ezek ellensúlyozására pl. a trágyázási tanácsadásban is korrekcióra lenne szükség. Ismert, hogy az optimumtól való jelentős eltérés az időjárási tényezőben, korlátozza a növények tápanyagfelvételét, csökkenti a fotoszintézist vagy növeli a légzést, más szóval csökkenti a szárazanyag-termelést. A terméscsökkenés leggyakoribb oka, hogy rosszabbodnak a növénytáplálkozás feltételei a talajból, vagy a csapadékhiány, vagy a talaj túlnedvesedése miatt, esetleg az időszakos lehűlés következtében a vegetáció kezdetén stb. Ez utóbbi esetén a növények főleg P-hiányban szenvednek.

A gyakorlatban tapasztaljuk, hogy a különböző időjárású években eltérő a műtrágyázás termésnövelő vagy termésdepressziót okozó hatása, még azonos talajviszonyok között is. *Antal* (1981) szerint elsősorban a csapadék, a talajnedvesség és a talajhőmérséklet, azaz a termőtalaj hő- és vízháztartási rendszere segítheti vagy hátráltathatja a talaj és az oda juttatott trágyaféleségek tápanyagainak oldódását, vándorlását, felvételét, vagyis érvényesülését.

Különböző talajokon a *természetes csapadék* hasznosulásának mértéke is eltérő. A talajok eltérő tápanyag-ellátottsága az a tényező, ami elsősorban a csa-

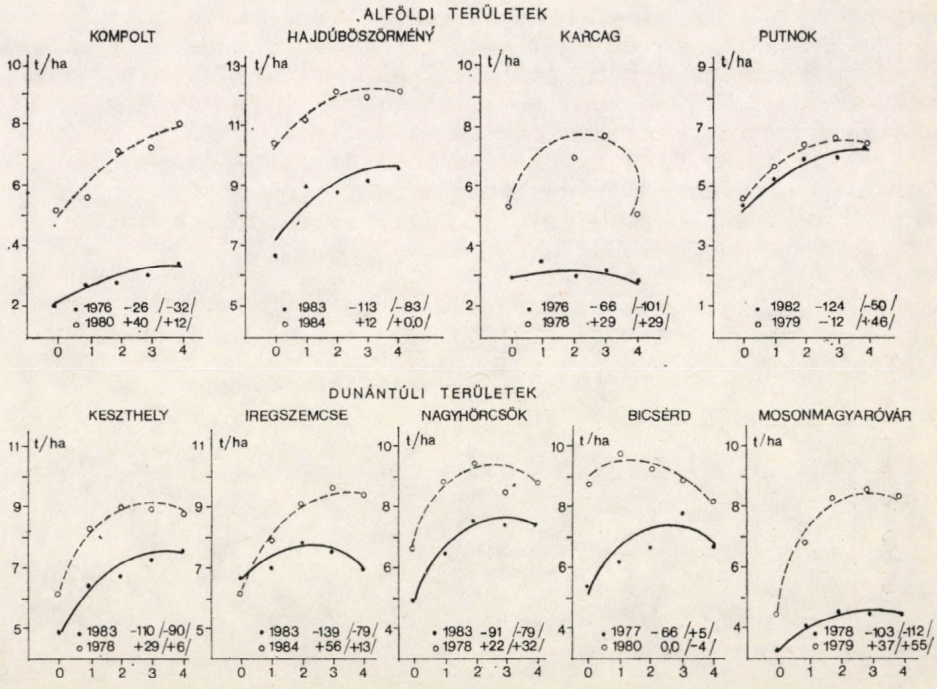


3. ábra: Az őszi búza szemtermése az alföldi s a dunántúli területeken (Kezelések: ∅ trágyázatlan 1 = 200; 2 = 300; 3 = 400, 4 = 500 kg NPK/ha)

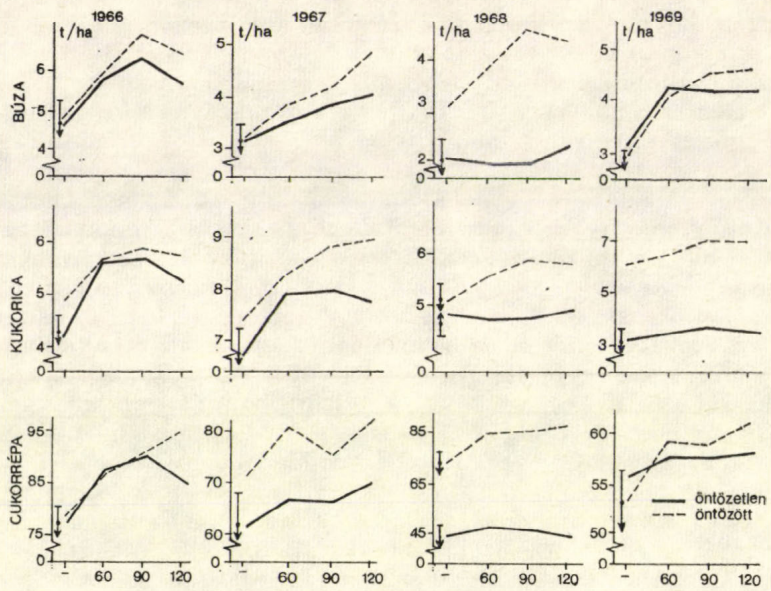
padék hasznosulását befolyásolja. *Bocz* és *Szász* korábbi vizsgálatai egyértelműen bizonyították, hogy a táplálóanyag-ellátottság fokozásával mérséklődött a csapadékhiány nyomán bekövetkezett termésingadozás (*Szász*, 1971). Még inkább igaz lehet e megállapítás napjainkban, amikor még intenzívebbé vált a tápanyagellátás és ennek eredményeként pozitívvá vált az országos NPK-mérleg, más szóval a felhasznált tápanyagok mennyisége meghaladja a terméssel kivontat és egyéb módon elveszettet.

Ismerősként hangzik ez a megállapítás is, hogy a tápanyagellátás egy magasabb szintjén már a csapadék mennyisége hamarabb minimumba kerülhet más, termést meghatározó tényezőknél, vagyis előbb előtérbe kerülhet a mesterséges vízutánpótlás szükségessége, amire az ország mezőgazdaságilag hasznosított területének 6—8%-án van, vagy lenne lehetőség. A fenti megállapítás egyaránt megerősíti azt a tételt, hogy a táplálóanyag fokozásával a termésnek a csapadéktól való függése egyre határozottabbá válik. Ma még nincs olyan időjárási előrejelzés, ami lehetővé tenné a műtrágyák időben differenciált mennyiségi és minőségi felhasználását. Reméljük, eljön az az idő, ami által takarékosabb és hatékonyabb tápanyag- és vízgazdálkodást valósíthatunk majd meg.

A következőkben bemutatok *néhány ábrát*, amelyen az őszi búza *(3. ábra)* és a kukorica *(4. ábra)* termésgörbéit rajzoltuk meg, ami a műtrágyázás hatása és a csapadékellátottság kapcsolatára vonatkozik, különböző termőhelyeken. Az adatok a KATE által koordinált egységes országos műtrágyázási kísérletekből származnak. Az ábrákon alföldi és dunántúli kísérleti helyek szerint csoportosítva egy-egy száraz és kedvező csapadék-ellátottságú évet emeltünk ki, amit a növé-



4. ábra: A kukorica szemtermése az alföldi és a dunántúli területeken (Kezelések: ∅ trágyázatlan, 1 = 200; 2 = 300; 3 = 400; 4 = 500 kg NPK/ha)

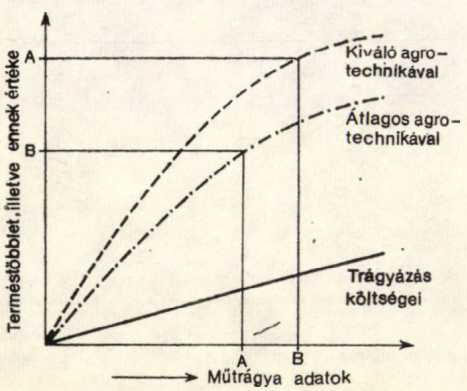


5. ábra: Az öntözés és az N-műtrágyázás hatása eltérő időjárású években (Szarvas).

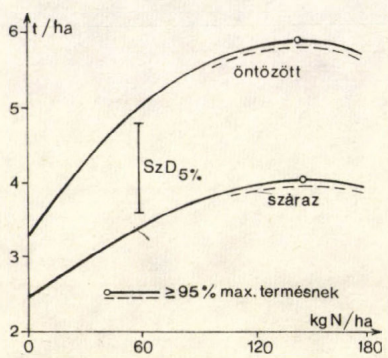
nyeknek megfelelő tenyészidőre, ill. kritikus hónapokra vonatkoztatott (zárójelben) 50 éves átlagtól való eltéréssel jellemeztünk mm-ben.

Az eredmények szerint valamennyi esetben kedvező években általában nagyobb átlagtermések mellett, jobb volt a műtrágya termésnövelő hatása, mint száraz években. Ugyanakkor a talajviszonyok, az egyéb természetes ökológiai adottságok ezt a kapcsolatot bizonyos mértékig befolyásolták.

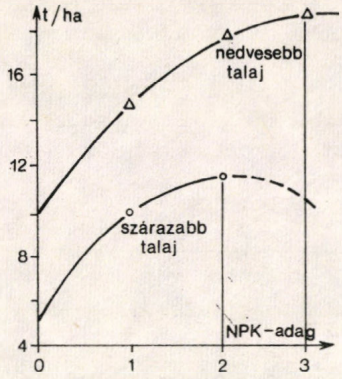
Az *öntözés és az N-műtrágyázás* hatását *eltérő időjárású években* mutatja a következő *5. ábra*. Minél távolabb fut egymástól az öntözött és öntözés nélküli termésgörbe, annál szárazabb volt az adott év, és az öntözés hatása, valamint a N hatása is nagyobb mértékű volt.



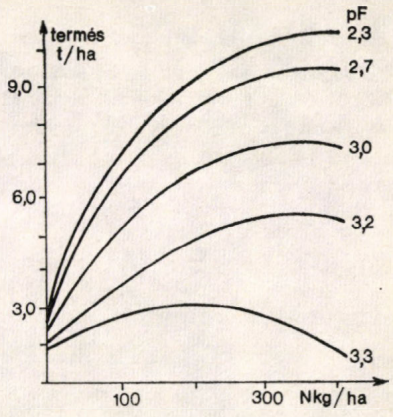
6. ábra: Agrotechnika színvonala és a termés összefüggése (*Tisdale—Nelson* nyomán).



7. ábra: A kukorica szemtermése (86% sza.) nitrogénműtrágyázás és öntözés hatására (*Mühle*, 1975 in *Mengel* és *Kirkby* 1979)



8. ábra: A burgonya termése különböző NPK-trágyázási szinten szárazabb és nedvesebb körülmények között (*Holliday*, in *Mengel* és *Kirkby*, 1979)



9. ábra: A növekvő adagú nitrogénműtrágya hatása a kukorica szemtermésére, különböző talajnedvességszinten (*Shims*, in *Mengel* és *Kirkby*, 1979).

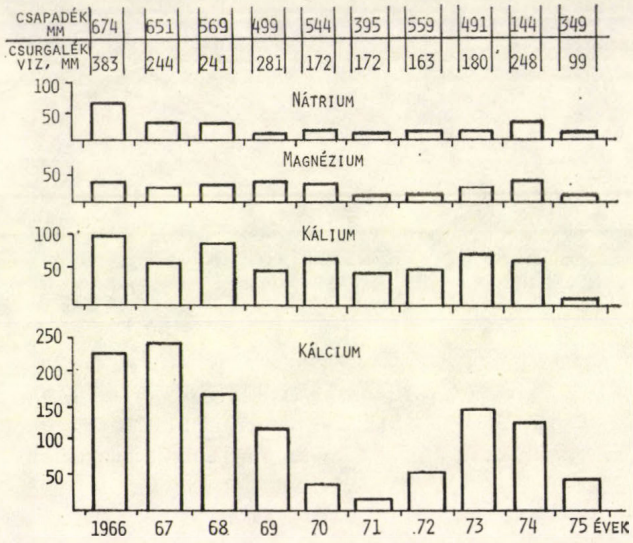
Az *agrotechnikai színvonal* és az optimális műtrágyaadag kapcsolatát jól mutatja a *Tisdale—Nelson-féle 6. ábra*. A kiváló agrotechnika — amiben a tényezők (öntözés, fajta, művelés stb.) optimuma biztosított nagyobb többletjövedelmet csak magasabb műtrágyaadaggal párosulva biztosíthatja.

I. TÁBLÁZAT

A nitrogénműtrágyázás és a vízellátás hatása a tavaszi búza föld feletti részeinek N-tartalmára (Campbell és Paul, 1978)

Vízellátás	Felhasznált N, kg/ha				SzD5%	
	∅	41	82	164	vízellátás	N
műtrágyából eredő N, kg/ha						
Száraz	–	21,8	49,6	47,2	4,9	13,1
Öntözött	–	25,3	64,8	97,9		
talajból eredő N, kg/ha						
Száraz	52,5	45,0	31,6	43,6	5,4	13,7
Öntözött	83,7	107,8	79,2	63,8		
a növényben található, műtrágyából származó N, %						
Száraz	–	55	63	31	6	15
Öntözött	–	67	83	63		
a talajban található, műtrágyából származó N, %						
Száraz	–	31	26	57	2	4
Öntözött	–	15	14	21		

Az előbbi általános törvényszerűség bizonyításaként nézzük meg az *öntözés és műtrágyázás* kapcsolatát jól szemléltető következő ábrákon a kukorica, a burgonya termésgörbéit *(7—9. ábrák)*. Ezek tipikus és törvényszerű összefüggéseket bizonyítanak a műtrágya optimum és a vízellátottság, ill. öntözés között. E kapcsolatban jelentős tényező lehet a műtrágya adagjának, ill. a talaj tápanyagtartalmának a szerepe. *Campbell* és *Paul* (1978) adatait mutatja be az *I. táblázat.*



10. ábra: Többéves tápanyag-kimosódás, kg/ha homokos rozsdabarna erdőtalajon, fű alatt (*Weise*, 1979).

E szerint a műtrágyából és a talajból eredő N öntözésnél nagyobb volt, mint anélkül minden adag esetén. A növényben talált műtrágyából származó arány is nagyobb, ugyanakkor a talajban visszamaradó rész kisebb öntözéskor, mint száraz termesztés esetén.

Végül nézzük meg a *10. ábrát Weise* (1979) nyomán. A szerző 10 éven át vizsgálta négy tápelem kimosódását füves-liziméteres kísérletben. Megállapítható, hogy 10 év átlagában 20 kg N, 30 kg Mg, 65 kg K és 150 kg Ca mosódott ki hektáronként. A foszfor vízzel vertikálisan gyakorlatilag alig mérhető mennyiségben mozdul el. A tápanyagok kimosódásának ez a sorrendje és körülbelüli mértéke számos más kutató által is bizonyított.

Összefoglalásul megismételhető, hogy lehet bármennyi tápanyag is jelen a talajban, ha vízhiány van, a növény a tápanyagokat nem tudja hasznosítani. A növény vízfelhasználása (csapadékból vagy öntözővízből) viszont a tápanyagellátottság (a talaj tápanyagtartalma, trágyázás) mértékétől is függ; kedvező tápanyag-ellátáskor a növény vízfelhasználása gazdaságosabb, mint kedvezőtlen esetben, amikor is a növény egységnyi szárazanyag létrehozásához sokkal több vizet párologtat. A tápanyag- és vízellátás kapcsolatát a talaj termékenysége, ill. víz- és tápanyag-gazdálkodása is befolyásolja. Irodalmi adatok alapján és saját kísérleti tapasztalataink szerint is a jó termékenységű talajokon — a gyenge termékenységű talajokkal szemben — az egységnyi termés elérése bizonyos mértékű öntözővíz- és műtrágya-megtakarítással jár.

Az első esetben mind a vízfogyasztási, mind a műtrágya-érvényesülési együttható kisebb, mint a második esetben. A kevésbé termékeny talaj kisebb termést ad, mert rendszerint kevesebb a felvehető víz- és tápanyagkészlete. Ilyen talajon ezért az öntözéssel javított vízellátás csak intenzív trágyázással együtt vezethet jelentős termésnöveléshez. A kísérleti és gyakorlati tapasztalat is azt mutatja, hogy kevésbé termékeny talajon az öntözés hatékonysága általában kisebb, a műtrágyázás hatékonysága viszont nagyobb, mivel itt az egységnyi termés kialakításához több vízre és kevesebb tápanyagra van szükség, a jó termékenységű – jó víz- és tápanyaggazdálkodású – talajokon viszont ugyanez fordítva érvényes.

Mindezek összefüggnek azzal a törvényszerű jelenséggel is, miszerint a jó vízgazdálkodású talajokon (optimális víz-levegő arányon) a növények számára nemcsak a víz felvétele, hanem a talaj felvehető tápanyagainak mobilizációja is kedvezőbb. Tehát az öntözés vagy a megfelelő időben és mennyiségben hullott csapadék nemcsak a növények vízellátását, hanem a talajok tápanyagainak fokozottabb feltáródása révén tápanyag-ellátását is kedvezőbbé teszi. Rendszerint a nagyobb mennyiségben használt szerves és műtrágyák jobb hasznosulását is ezáltal javítja.

IRODALOM

Antal E., 1981: Az időjárás és az éghajlat hatása a műtrágya érvényesülésére. Kutatási zárójelentés, OMI.

Bocz E., 1976: *Trágyázási útmutató.* Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.

Campbell, Ca. A. and *Paul, E. A.:* Effects of fertilizer N and soil moisture on mineralization N recovery and A-values, under spring wheat grown in small lysimeters. *Can. J. Soil Sci.*, Ottava, 68. No 1. 39–51. p.

Debreczeni B. és *Debreczeni B.-né*, 1983: *A tápanyag- és vízellátás kapcsolata*, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest

Fehér D., 1941: A talaj vízgazdálkodásának befolyása a műtrágyák fiziológiai hatásfokára. *Öntözésügyi Közlemények. 41.* III. évf. 4. sz. 255–274. p.

Hank O. – Frank M., 1952: Összefüggés a tápanyagellátás és vízfogyasztás között egyes mezőgazdasági növényeknél. ÖTKI évkönyve. Szarvas, Mg. Kiadó, 1952. Vol. II. 28–51.

Kolpakov, V. V., 1966: Effectivnoszt' orosenija i udobrenij v razlicsnüh zonah Evropejszkoj csaszti SZSZSZR. Biologicseszkije osznovü orosaemogo zemledelija. Izd. Nauki, Moszkva, 69–77. p.

Mengel, K. and *Kirkby, E. A.*, 1979. *Principles of plant Nutrition.* Internat. Potash. Inst., Bern.

Olson, R., 1972: Maximizing the utilization efficiency of fertilizer N by soil and crop management. Soils Bulletin 16. Effects of intensive fertilizer use on the human enviroment, FAO, Roma, 34–52. p.

Szász G., 1973: A termesztett növények vízigényének és az öntözés gyakoriságának meteorológiai vizsgálata *Növénytermelés*, Budapest, 22. No 3. 241–258. p.

Tisdale, S. L. – Nelson, W. L., 1966: *A talaj termékenysége és a trágyázás.* Budapest, Mezőgazdasági Kiadó.

Weise, K., 1979: Nährstoffauswaschungsverluste auf unterschiedlichen Standorten. *Arc. Acker-Pflbau. Bodenk.*, Berlin. 23. No 3. 163–171. p.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

A műtrágyázás hatékonyságának időjárási feltételei

DÁVID ARANKA, *Központi Meteorológiai Intézet, H–1525 Budapest, Pf. 38*

Weather conditions of efficiency of fertilization. There is a close connection between efficiency of fertilizers and change of meteorological elements. So the purpose of agrometeorological researches is to explore the influence of weather and climate on efficiency of fertilization. Dose of fertilizers have an average maximum value wich is determined by the climate, many years' average precipitation, soil moisture, air-temperature, soil-temperature, net radiation, etc. Moreover there is an actual maximum value of fertilizer doses, too, which changes as a function of weather from year to year. Basic connections between weather and efficiency of fertilization have had to be explored executing agrometeorological attempts under field circumstances to give maximum and optimum value of fertilizer dose determined by weather conditions. Connections between phenological (date and interval of phases), phenometric (leaf area, number of leaves, height of plant, wet mass growth, dry matter content, yield) parameters and temperature and moisture conditions were examined in stands with various doses of fertilizers. The experimental areas was chosen in a warm and dry part of the country, in Szarvas, in a wet and cool area, in Keszthely, and in Martonvásár, with a moderate climate. Temperature and precipitation have the biggest influence on efficiency or fertilization applied in fields. Results of reserches and use in practice are presented in our paper.

*

A műtrágyázás hatékonyságának időjárási feltételei. Általános elv szerint a műtrágyák hasznosulása jelentősen az éghajlati elemek alakulásától függ; ezért az agrometeorológiai kutatások során vizsgáltuk az időjárás és az éghajlat hatását a műtrágya érvényesülésére. A műtrágya kijuttatandó mennyiségének van egy átlagos felső határa, amelyet az éghajlat, azaz a sokévi átlagos csapadék, talajnedvesség-készlet, lég- és talajhőmérséklet, sugárzásforgalom stb. alapján határoztak meg. Van emellett a műtrágyadózisnak egy tényleges felső határa amely évről évre változik az időjárás függvényében. Az időjárás által megszabott maximális és optimális műtrágyadózis meghatározása céljából mindenekelőtt szántóföldi agrometeorológiai kísérletekkel tisztáznunk kellett az időjárás és a műtrágya érvényesülés közötti alapösszefüggéseket. Ezért vizsgáltuk a fenológiai (fázisok bekövetkezése és hossza) és fenometriai paraméterek (levélfelület, levélszám, növénymagasság, nedves súlyváltozás, szárazanyag-tartalom, terméseredmény), valamint a hő- és nedvességellátottság kapcsolatát a különböző szinten műtrágyázott állományokban. Kedvező, hogy a kísérleti területeket úgy választottuk ki, hogy az egyik az ország legmelegebb, legszárazabb vidékén, Szarvason, a másik a nedvesebb, hűvösebb Keszthelyen, a harmadik az egyenletesebb éghajlatú Martonvásáron volt. Az eredmények szerint a hőmérséklet és a csapadék azaz időjárási elem, amely a leginkább hatással van a kijuttatott műtrágya hasznosulására. Tanulmányunk e kutatások eredményeiről, valamint az operatív gyakorlatban történő alkalmazásukról számol be.

*

Napjainkban a mezőgazdaság fejlődésének egyik feltétele, hogy minél tökéletesebben hasznosítsa a korszerű technikát és a termesztésben ma már nélkülözhetetlen kemikáliákat. A kémiai anyagok tömeges felhasználása sok előnye mellett kétségkívül jelentős hátrányokat és veszélyeket is hozott magával. Az ok-

szerű felhasználás sikere és eredményessége döntően függ attól, hogy helyesen alkalmazzuk, vagy befolyásoljuk azokat a tényezőket, amelyek a műtrágyák érvényesülését és ezzel egyidőben a növény kedvező növekedését és termését elősegítik. Ezek a tényezők: a talaj, az agrotechnika és az időjárás, s ebből az agrometeorológusok az időjárásnak és az éghajlatnak a műtrágya érvényesülésére gyakorolt hatását vizsgálják.

A műtrágya hatékonysága ugyanis még azonos talajon és azonos agrotechnika mellett is függ az időjárás alakulásától. Közvetlenül csak azok a tápanyagok vehetők fel a növény számára, amelyek talajoldatban vannak jelen. A gyökérhez történő tápanyagszállítás a tápion-koncentráción kívül nagymértékben függ a talaj nedvességétől. Minél szárazabb a talaj, annál hosszabbak a közbeeső diffúziós utak a gyökérig, és annál csekélyebb a tápanyagszállítás. Egyes kutatók szerint a tápanyagfelvétel a talajból szoros kapcsolatban van a légzéssel is, ezért a sugárzás- és hőviszonyok a műtrágya hasznosulásában is fontos szerepet játszanak. Mindezekből az következik, hogy bizonyos termikus faktorok (a napfénytartam, sugárzás, lég- és talajhőmérséklet) és higrikus tényezők (csapadék, talajnedvesség), azaz a termőtalaj hő- és vízháztartási rendszere segítheti, vagy hátráltathatja a talajba juttatott tápanyag oldódását, vándorlását, felvételét, vagyis érvényesülését.

Létezik a kijuttatandó műtrágyának egy *átlagos felső határa*, amit az *éghajlat* limitál. Értékét a sokévi csapadék és talajnedvesség-készlet, az átlagos lég- és talajhőmérséklet, a sugárzásforgalom befolyásolja. Ez a számérték felhasználható a tervezésben. Van azonban a kijuttatandó műtrágyának egy *tényleges felső határa*, amelyet az adott tenyészidőszak *időjárási* viszonyai szabnak meg. Ennek értéke száraz években kisebb, csapadékos esztendőben nagyobb az átlagos felső határnál. Az optimális hő- és csapadékellátottságú év időjárási rendszere definiálja azt a maximális felső határt, amelynél többet már nem érdemes kijuttatni az adott talajfajtán a gazdaságosság csökkenésének veszélye nélkül.

A témával kapcsolatos kutatásokat 1970-ben indítottuk el a *martonvásári* és a *szarvasi* obszervatóriumokban, majd 1972-ben létrehoztuk a tápanyaghasznosulás-időjárás kapcsolatának feltárása céljából a *keszthelyi* kutatóállomást, együttműködve a Keszthelyi Agrártudományi Egyetemmel. A kísérleti helyek megválasztása éghajlati szempontból szerencsésnek bizonyult: Szarvas hazánk egyik legmelegebb, aszályra hajlamos táján helyezkedik el, Keszthely a kevésbé meleg, csapadékosabb nyugati országrészeket képviseli, Martonvásár pedig éghajlati szempontból közepes helyet foglal el.

A kísérleti parcellák mérete a következő volt: Szarvason 200 – 300 m^2-es, Keszthelyen 4000 m^2-es kispecellák, Martonvásáron 49 m^2-es mikroparcellák álltak rendelkezésünkre. Martonvásáron elsősorban a hőmérséklet befolyását vizsgáltuk, Szarvason és Keszthelyen a termikus tényezők mellett a higrikus faktorok: a csapadék, talajnedvesség és evapotranspiráció hatásának tanulmányozására is lehetőség nyílt.

Jelzőnövényünk mindhárom állomáson az MvSc 580-as hibridkukorica volt. A kísérletben alkalmazott, – a Keszthelyi Agráregyetem javaslata szerinti – műtrágyadózist – az *I. táblázatban* ismertetjük. Itt megjegyezzük, hogy e kísérletek megindulása előtt a dózisok megállapítása a Magyarországon várható műtrágya-felhasználás előrejelzésén alapult. Az általunk használt 480 kg/ha-os, ún. „nagy" dózis ugyan valamivel magasabb a tervezettnél, a megduplázott tápanyagoktól viszont azt vártuk, hogy az időjárás által előidézett különbségek szembetűnőbbek lesznek.

I. TÁBLÁZAT

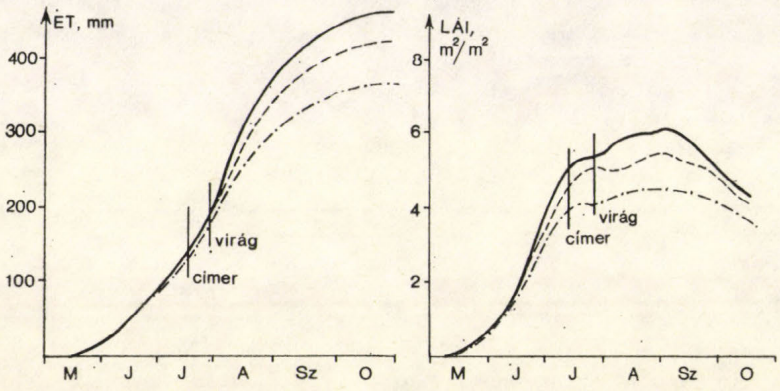
A kisparcellás kísérletekben alkalmazott műtrágyadózisok

Műtrágya	Adag, kg/ha		
	kis	közepes	nagy
Nitrogén (N)	50	100	200
Foszfor (P)	30	60	120
Kálium (K)	40	80	160
Összesen	120	240	480

Állomásainkon az *adatgyűjtés* részletes éghajlati, valamint fenológiai és fenometriai megfigyelésekre és mérésekre terjedt ki. A szabványos *meteorológiai* állomás észlelési feladatán kívül mértük a sugárzás- és hőháztartást, a talaj nedvességtartalmát, a párolgást és az evapotranspirációt. A parcellákon elhelyezett evapotranspirométerek (Keszthelyen pl. 24 darab állt a rendelkezésünkre) kiválóan alkalmasak arra, hogy a kukorica vízigényét a tápanyag- és csapadékellátottság függvényében vizsgáljuk. A *fenológiai* megfigyelésekkel a kukoricafejlődés különböző fázisainak a bekövetkezését kísértük figyelemmel, a *fenometriai* mérések pedig a növénymagasság, levélfelület, valamint a kukorica tömeggyarapodásának, majd termésének mérésére terjedtek ki. A talaj hőmérsékletét és nedvességét egyrészt talajfestéssel, illetve fehér és fekete fóliatakarással, másrészt különféle vízadagolással: vízszinttartással és öntözéssel befolyásoltuk. Ezekkel az eljárásokkal tulajdonképpen a különböző hőellátású és csapadékjárású éveket szimuláltuk.

A tapasztalatok szerint a melegebb, nedvesebb talajokon általában megrövidült a fenológiai fázisok hossza. Ám azonos hő- és nedvességellátottságú, de különbözőképpen műtrágyázott állományok fenofázis hossza között az évek folyamán nem mutatkoztak egyirányú eltérések. Ebből azt a következtetést vontuk le, hogy *műtrágyázással a fenológiai fázisok hossza számottevően nem befolyásolható.*

Nagymértékben befolyásolja azonban a műtrágya mennyisége a lombozat növekedését és ezen keresztül az *evapotranspirációt.* A műtrágya növekvő szintjei



1. ábra: Különböző szinten műtrágyázott állományok evapotranspirációjának halmozott összegei (ET) és a levélfelület index (LAI). Keszthely 1973. (Folytonos vonal: nagy műtrágyaadag, szaggatott: közepes adag, pontozott vonal: műtrágyázatlan).

az évek többségében növelték a párologtató felület nagyságát, és ez a vízfogyasztás növekedését vonta maga után. Ezt példázzuk az 1973. évi keszthelyi adatokkal *(1. ábra)*, ahol a különböző szinten műtrágyázott állományok evapotranspirációjának halmozott összegeit a relatív levélfelület tenyészidőszakbeli változásával vetettük össze. Az évek többségéhez hasonlóan a nagy műtrágyaadaggal kezelt kukorica fejlesztett nagyobb levélfelületet, ennek megfelelően az evapotranspirációja is nagyobb volt, mint a közepes tápanyagellátású állományé. A műtrágyázatlan kontroll evapotranspirométerekben a levélfelület alig haladta meg a 4 m^2/m^2-t, következésképpen vízfogyasztása is alatta maradt az előző kettőnek. A műtrágyázás okozta levélfelület-különbségek átlagosan két héttel címerhányás előtt kezdenek mutatkozni, a vízfogyasztásban pedig címerhányás előtt kb. egy héttel mérhetők az eltérések a különböző szinten műtrágyázottak között.

Az evapotranspiráció tenyészidőszakbeli összegei a kísérleti évek átlagában az egyes műtrágyakezelésekben a következőképpen alakultak *(II. táblázat)*.

II. TÁBLÁZAT

Az evapotranspiráció tenyészidőszakbeli összegei (mm) és a vízfogyasztástöbblet (%) különböző műtrágyadózisok esetén a kísérleti évek átlagában

Átlagos	Műtrágyadózisok			
	∅	kis	közepes	nagy
Evapotranspiráció	405	425	460	486
Vízfogyasztástöbblet	–	5	12	17

A műtrágyázatlan állomány vízfogyasztása átlagosan 405 mm, a nagy adaggal kezelté 486 mm volt a kísérleti évek átlagában. A kontrollhoz viszonyított vízfogyasztás-többlet kis műtrágyaadagnál még csupán 5%, ám a nagy adaggal kezeltnél már 17%-nak adódott.

Az evapotranspiráció halmozott összegeit bemutató görbék (1. ábra) azt tanúsítják, hogy a növény vízfogyasztása a tenyészidőszak különböző szakaszaiban eltérő: amikor a görbe meredekebb, több vizet párologtat a kukorica, amikor laposabb, kevesebb a vízfogyasztás. A *III. táblázatban* a vízfogyasztás átlagos

III. TÁBLÁZAT

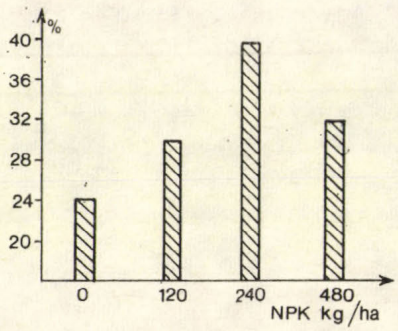
Az evapotranspiráció átlagos napi összegei fenofázisonként és műtrágyakezelésként mm/nap

Fenofázis	Műtrágyadózisok			
	∅	kis	közepes	nagy
Kelés – címerhányás	2,5	2,6	2,7	2,7
Címerhányás – virágzás	3,3	4,0	4,6	5,2
Virágzás – érés	2,8	3,0	3,3	3,7

napi összegeit tüntették fel fenofázisonként és különböző műtrágyakezelésenként. Már a kezdeti fejlődés szakaszában (kelés-címerhányás) is mutatkozik bizonyos fokú vízigényeltérés a különböző szinten műtrágyázottak között. Legnagyobbak azonban a különbségek címerhányás-virágzás fázisában. Ebben a fázisban fogyaszt legtöbb vizet a kukorica egyrészt azért, mert ekkor legnagyobb a

levélfelülete, másrészt ez az időszak a növény fokozott életműködésének kritikus szakasza, amelyben általában több vizet igényel, mint életének más szakaszaiban. Nem utolsó sorban pedig ilyenkor júliusban rendszerint az időjárási körülmények is a fokozott vízfogyasztást segítik elő (magasabb hőmérséklet, nagyobb telítési hiány stb.). A levelek elszáradásával (a párologtató felület csökkenésével) azután az evapotranspiráció ismét csökken, átlagos napi összegei egyik műtrágyakezelésben sem érték el a 4 mm/napot.

Az evapotranspiráció műtrágyakezelésenkénti alakulása jól mutatja a *műtrágya vízigénynövelő hatását*. Tekintettel azonban a műtrágyázás és az öntözés nem csekély költségeire, a nagyobb műtrágyaszintet csak ott és akkor szabad alkalmazni, ahol és amikor ez kifizetődik, azaz megtérül a szemtermésben.



2. ábra: Különbözőképpen műtrágyázot kukorica szemtermése összes szárazanyag százalékában kifejezve
(az adatok 15%-os nedvességtartalomra vonatkoznak)

A megnövelt asszimilációs felület hat a termés mennyiségére. A *termés-eredmények* összehasonlító vizsgálatakor szembetűnő az, hogy a műtrágya növekvő szintjei általában termésnövekedést eredményeznek. E termésnövekmény azonban évről évre változik az azonos fajta és agrotechnika ellenére. Figyelemreméltó az is, hogy jobb tápanyagellátás esetén az időjárás befolyása csökken, nő a termésbiztonság. Ennek ellenére a nagyobb műtrágyaadag nem volt minden esztendőben gazdaságos, sőt bizonyos esetekben depresszíven hatott; olyankor például, amikor a tenyészidőszak csapadéka 80—100 mm-rel kevesebb volt az átlagosnál. Csapadékos tenyészidejű években a tápanyag növelése minden esetben növelte a termésmennyiséget, de a növekedés üteme a magasabb NPK szintek felé mérséklődött.

A műtrágyaadagok felső határát tehát döntően befolyásolja a csapadékellátottság. A kísérleti adatokból arra lehet következtetni, hogy a hőmérséklet emelkedése nálunk csak akkor lehet akadálya a műtrágyák hatékonyságának, ha a magas hőmérséklet elégtelen csapadékkal párosul.

Az alacsony hőmérséklet azonban már lehet korlátozó tényező is, különösen a kezdeti fejlődés szakaszán. A hideg időjárás késlelteti a talaj felmelegedését, és ezzel együtt a növény fejlődésének és a mikroorganizmusok tevékenységének megindulását.

Méréseink szerint a nagyobb műtrágyadózis a kukorica lombozatát a szemtermésnél nagyobb arányban növelte. A szemtermés kedvezőbb arányú növelésében jobbnak bizonyult a közepes dózis. Ezt igazolja a *2. ábra*, ahol a szemter-

mést a kukorica összes szárazanyagának %-ában adtuk meg. Jól látható, hogy a közepesen műtrágyázott kukorica biológiai termésének közel 40%-a a hasznos szemtermés, ugyanakkor a nagy adaggal műtrágyázotté csupán 32%, a kis adagúé 30%, a műtrágyázatlan állományban pedig az összes szárazanyagnak mindössze 24%-a a szemtermés. A felsorolt számadatok olyan állományokra vonatkoztak, amelyek csak a természetes csapadékot kapták. Amennyiben az állományokat öntöztük, a nagy adaggal kezelt kukoricában a szemtermés 35%-a lett az összes szárazanyagnak, tehát még öntözéssel is kevesebb lett, mint az öntözetlen, közepesen műtrágyázott állomány szemtermése.

A következőkben egy olyan vizsgálat eredményeit ismertetjük, amely rávilágít a különböző műtrágyadózissal elért terméseredmények és a legfontosabb időjárási elemek kapcsolatára. E vizsgálat során Szarvason és Keszthelyen a nagy és közepes műtrágyaadaggal kezelt parcellákon öntözetlen viszonyok között elért terméseredményeket összevetettük a legfontosabb termikus és higrikus tényezőkkel: a vetést megelőző időszak, valamint a tenyészidőszak hőviszonyaival, a tenyészidőszak és az azt megelőző ősz és tél csapadékával, valamint az érési időszak besugárzásával. A vizsgálat során a nagy és a közepes dózissal elért terméseredményeket nagyság szerint sorbaállítottuk, majd melléjük rendeltük a felsorolt éghajlati elemeket. Ezután bizonyos osztályközöket állapítottunk meg, amelyeken belül a termés kedvezően, vagy kevésbé kedvezően alakult az adott műtrágyaszinten.

A vetést megelőző időszak hőviszonyait március és április minimumhőmérsékletének számtani közepével jellemeztük. Ugyanis – mint már megjegyeztük –, a kezdeti fejlődés idején az alacsony hőmérséklet korlátozó tényező lehet a növény fejlődésében és a műtrágya hasznosulásában *(IV. táblázat)*. Amikor e két hónap minimumhőmérsékletének közepe (T_{min}) meghaladta a 4 fokot, mind a nagy, mind a közepes műtrágyaadaggal kiemelkedően jó szemtermést kaptunk. Azokban az esztendőkben, amikor a vetést megelőző két hónap minimumainak átlaga 2 fok alatt maradt, ugyanezekkel a dózisokkal rendkívül alacsony termést kaptunk.

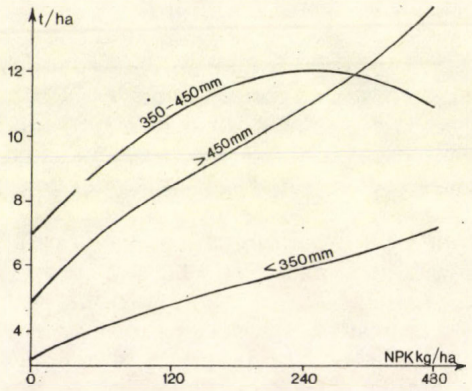
IV. TÁBLÁZAT

A legfontosabb időjárási elemek és a kukoricatermés kapcsolata kétféle műtrágyakezelés esetén

Időjárási elemek		Műtrágyadózis	
		480 kg/ha nagy	240 kg/ha közepes
$\overline{T}_{min}$	> 4 °C	14	13
	< 2 °C	7	6
$\overline{T}$	> 4 °C	14	12
	<16 °C	9	7
Csapadék	>450 mm	14	
	>350 mm	11	12
	<350 mm	7	6
Csapadékösszeg	>700 mm	14	
	>600 mm	10	12
	>550 mm	8	9
	>500 mm		6

A kukorica hőigényes növény, ezért minél melegebb a tenyészidőszak ($\overline{T}$), annál kedvezőbben fejlődik, és annál jobb a műtrágya érvényesülése. Mind a nagy, mind pedig a közepes műtrágyadózis akkor érvényesül a legjobban, amikor a tenyészidőszak hőmérséklete elérte, vagy meghaladta a 16 fokot. Kivételek az olyan esztendők, amikor a tenyészidőszak hőmérséklete meghaladta ugyan a 16 fokot, a műtrágyák mégsem érvényesültek megfelelően a talaj elégtelen nedvességtartalma miatt.

A talaj nedvességtartalma éghajlatunkon döntő tényezője a műtrágyák hasznosulásának. Keszthely és Szarvas térségében a tenyészidőszak 80 évi (1901–1980) csapadékátlaga között több, mint 100 mm az eltérés. Ez a 100 mm-es csapadéktöbblet Keszthelyen jelentősen megnöveli a nagyobb adagú műtrágyák hasznosulásának lehetőségét.



3. ábra: A tenyészidőszak csapadékának hatása a különböző szinten műtrágyázot kukorica terméseredményére

Kísérleteinkben a nagy műtrágyaadag érvényesüléséhez legalább 450 mm/tenyészidőszak csapadékra volt szükség. Keszthelyen a csapadék 80 évi átlaga 479 mm, ott tehát a nagy műtrágyaadag alkalmazása éghajlati szempontból indokolt.

Azokban az esztendőkben, amikor a csapadék tenyészidőszakbeli összege 450 mm-nél kisebb volt, de még elérte a 350 mm-t, a közepes műtrágyaszint adta a legjobb termést. Ennek értelmében Szarvas térségében a 354 mm-es sokévi csapadék a közepes műtrágyaszintet jelöli az éghajlati szempontból optimális dózisnak. Természetesen az időjárás által meghatározott optimum ettől jelentősen eltérhet. Ha a tenyészidőszak csapadéka 350 mm-nél kevesebb, a műtrágya növekvő szintjei emelik ugyan valamivel a termés mennyiségét, ám a közepes és a nagy műtrágyadózis ilyen kevés csapadék mellett már nem gazdaságos. Ebben az esetben – az alkalmas időpontban kiadott – 100–120 mm öntözés segítheti a már kiszórt műtrágyák érvényesülését.

A műtrágyaadag-csapadék-termés kapcsolatot megkíséreltük grafikusan szemléltetni *(3. ábra)*. A függőleges tengelyre a szemtermést vettük fel, a vízszintes tengelyen pedig a műtrágyaszintek szerepelnek. A görbék különböző csapadékosztályokat jelentenek. 350 mm-nél kevesebb csapadék esetén a műtrágya növekvő szintjei emelték ugyan a termés mennyiségét, de csak kis mértékben, így sem a közepes, sem pedig a nagy műtrágyaadag nem térült meg. 350–450 mm

közötti csapadékmennyiség a közepes műtrágyaszint érvényesülésének kedvezett, a 450 mm feletti csapadék pedig a nagy műtrágyaadag hasznosulását segítette elő. Figyelemreméltó az, hogy a 450 mm-nél bővebb csapadékok görbéje közepes helyet foglal el az ábránkon. Ez a csapadékösszeg ugyanis gyakran hűvösebb, napfényben szegényebb időjárással párosul, ami nem kedvez a növény fejlődésének és a műtrágya hasznosulásának. Itt tehát az alacsony hőmérséklet, a csökkent besugárzás a korlátozó tényező. Az ábra szerint az alacsony hőmérséklet kedvezőtlen hatása nagy műtrágyadózissal jelentősen javítható. Túlságosan nagy csapadékok esetén kedvezőtlen a nitrogénműtrágya fokozottabb kimosódása a gyökérszintből, ez a körülmény azután a kis és közepes műtrágyaszinteken már kedvezőtlen nitrogénkoncentrációt eredményez. Ebben az esetben csupán a nagy műtrágyaadag biztosítja a megfelelő tápanyagmennyiséget.

Visszatérve a IV. táblázathoz: a kísérleti évek során előfordult, hogy a tenyészidőszak csapadéka nem érte el az optimális 450 mm-t, mégis jól termett a nagy műtrágyadózissal kezelt állomány. Erre akkor kapunk magyarázatot, ha a téli csapadék mennyiségét is figyelembe vesszük. Kísérleti eredményeink szerint, ha a téli és a tenyészidőszakbeli csapadék összege elérte a 700 mm-t, a nagy műtrágyaadag jó termést adott. A közepes műtrágyaszint optimális érvényesüléséhez már 600 mm téli és nyári csapadékösszeg is elegendő volt.

A kukorica a kezdeti fejlődés szakaszában különösen hőérzékeny. Később, főként virágzás idején nagy a nedvesség igény. Virágzás után, amikor az érés megindul, a napfényes időjárás a kedvezőbb. Ezért a terméseredményeket az érési időszak (virágzás-érés fázis) besugárzásával is kapcsolatba hoztuk. Mind a nagy, mind a közepes szinten műtrágyázott állomány szemtermése akkor lett a legmagasabb, amikor az érési időszak globálsugárzása elérte, vagy meghaladta a 125 KJ/cm^2-t.

Elmondhatjuk tehát, hogy a 480 kg/ha-os nagy műtrágyaadag megtérülésének feltételei:

- a vetés előtti két hónap minimumhőmérséklete elérje a 4 fokot,
- a tenyészidőszak középhőmérséklete legalább 16 fokos legyen,
- a tenyészidőszak csapadéka legkevesebb 450 mm legyen, vagy ha ez nem teljesül,
- a tenyészidőszak és az előző tél csapadékösszege meghaladja a 700 mm-t, és végül
- az érési időszakban megközelítőleg 125 KJ energia érkezzék az állomány egységnyi felszínére.

A közepes műtrágyaszint olyan körülmények között lesz gazdaságos, ahol és amikor a csapadék összege legfeljebb 100 mm-rel marad az optimális (450, illetve 700 mm) alatt. A közepes műtrágyadózis hő- és sugárzásigénye a nagyadagéhoz hasonló.

Az 1901—1980-as éghajlati adatsorból számított valószínűségi értékek szerint 450 mm-t meghaladó csapadékra a tenyészidőszak folyamán Keszthelyen 56, Szarvason csupán 18%-os valószínűséggel számíthatunk. Ezzel szemben a tenyészidőszak hőmérséklete csak az évek 10%-ában korlátozó tényező Szarvason, Keszthelyen viszont az évek 28%-ában nem volt kielégítő.

Ha ehhez még számításba vesszük azt is, hogy a kísérleti évek átlagában a megduplázott hatóanyag csupán 12%-os terméstöbbletet eredményezett, akkor arra a következtetésre jutunk, hogy éghajlati feltételeink között a 240 kg/ha-os, ún. közepes műtrágya térül meg biztonságosan, a 480 kg/ha-os nagy műtrágyaadag az évek többségében nem volt gazdaságos.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

A szőlő hazai sík-, hegy- és dombvidéki termőhelyeinek agroklimatológiai értékelése

CSAPÓ PIROSKA és KOZMA FERENC, *Központi Meteorológiai Intézet, H–1525 Budapest, Pf. 38*

Agroclimatological evaluation of the Hungarian vineyards are situated on the plains in hilly country and in mountainous region. All the Hungarian vineyards are situated in the north boundary zone of the vine growth, so the lower and upper frontier of the economical growth are determined by the site's heigh above see level. The absolute value of the upper frontier is modified by slope angle and exposition. The lower frontier can be found on the plains and on the foothills, where the length of the frost-free period and winter frost damage don't restrict the economical growth. The vineyards on the plains belong to the warm and moderate warm region according to the Hungarian climate regions. The vineyards are situated in the hilly and mountainous country belong to the moderate warm region in part in bulk to the moderate cool region. According to this the best sites would be situated on the plains because of the optimum temperature and radiation supply in the vegetation period unless the frequent early autumn and late spring frost and critical winter temperature reduced the yield and the quality. The slope exposition modifies the temperature and radiation conditions and moderates the temperature extremities in many cases. The security of the production is better in vineyards of good slope exposition are situated in hilly and mountainous country so they are the so called optimum growth site. It is demonstrated by earlier and present agroclimatological investigations.

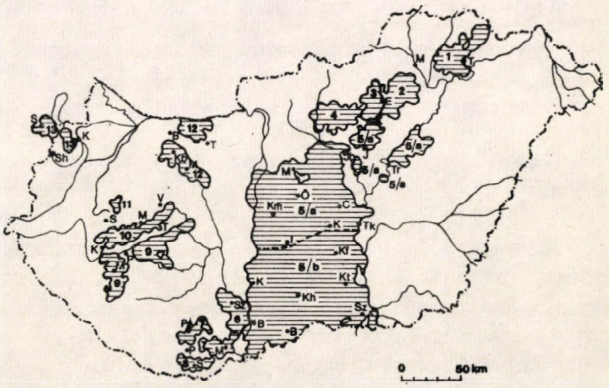
*

A szőlő hazai sík-, hegy- és dombvidéki termőhelyeinek agroklimatológiai értékelése. Szőlőültetvényeink teljes egészükben a termeszthetőség északi határzónájába esnek, itt a termesztés gazdaságosságának alsó és felső határát a termőhely tengerszint feletti magassága szabja meg. Hegy-dombvidéki területeinken a felső határ abszolút magasságát a lejtőirány és a lejtőszög módosítja. Az alsó határ az alföldi és a hegylábi ültetvények mélyenfekvő területein húzódik, vagyis ott, ahol a fagymentes időszakok hossza és a téli fagykárok a gazdaságos termesztést még nem teszik kétségessé. Éghajlati övezeteinket figyelembe véve az alföldi és síkvidéki szőlőterületeink szinte kivétel nélkül a meleg és mérsékelten meleg körzetekbe tartoznak. A hegy-dombvidéki szőlőtermesztés kisebb részben a mérsékelten meleg, nagyobb részben a mérsékelten hűvös körzetekben folyik. Ennek megfelelően a vegetációs időszak optimális hőmérsékleti és sugárzási ellátottsága miatt az alföldi területeken alakulnának ki a legjobb termőhelyek, ha a gyakoribb tavaszi-őszi fagyok és kritikus téli hőmérsékletek gyakorta nem csökkentenék a termés mennyiségét és nem rontanák a minőséget. Az expozíció módosítja a hőmérsékleti és sugárzási viszonyokat, valamint sok esetben csökkenti a hőmérsékleti szélsőségeket. Éppen ezért a hegy-dombidéken levő, jó expozíciójú ültetvényekben nagyobb a termelésbiztonság, ezért elsősorban ezek az optimálisnak nevezhető termőhelyek. A korábbi és legújabb agroklimatológiai vizsgálataink is ezt bizonyítják.

*

Magyarországon 16 történelmi borvidék található. Ezek közül mindössze egy van síkvidéken, vagyis az Alföldön, mégis az összes szőlőültetvényünknek mintegy 40–45%-a itt, – jórészt a Duna–Tisza közén – található. A többi, vagyis 15 borvidék az ország különböző éghajlati körzetében a hegy- és dombvi-

dékekhez kötődik. Ez azonban nem jelenti azt, hogy hegy- és dombvidéki ültetvényeink mindegyike hegyoldalakon, lankás domboldalakon díszlene. Egy részük, – sajnos jelentős részük –, a hegylábi sík, vagy közel sík területeken található *(1. ábra)*. A térképen csak 13 borvidéket tüntettünk föl, mert a Balatonfüred – Csopak és a Badacsony – Balatonmellék, valamint a Bársonyos – Császár és a Mór borvidéket összevontuk.



1. ábra: Magyarország történelmi borvidékei: 1. Tokaj-Hegyalja, 2. Bükkalja, 3. Eger, 4. Mátraalja, 5/a. Észak-Alföld, 5/b. Dél-Alföld, 6. Szekszárd, 7. Mecsek, 8. Villány – Siklós, 9. Dél-Balaton, 10. Badacson – Balatonfüred – Csopak, 11. Somló, 12. Bársonyos – Császár – Mór, 13. Sopron.

Az egyes borvidékekhez tartozó meteorológiai állomások felsorolását az *I. táblázat* tartalmazza.

Borvidékeink, szőlőültetvényeink az ország majd mindegyik éghajlati körzetében – a meleg-száraztól, a mérsékelten hűvös-nedvesig – megtalálhatók, de közös jellemzőjük, hogy klimatikus szempontból valamennyi a termeszthetőség északi határzónájába esik. Éppen ezért az időjárási szélsőségek miatt gyakorta kritikussá válik a termesztés, s kétségessé a termesztés gazdaságossága. Megközelítően kiegyenlített termés, és évről évre elfogadható minőség csak a jó termőhelyeken történő termesztéssel érhető el. (Nem a meteorológusok feladata, de semmiképp nem hagyható figyelmen kívül a fajták és a művelésmód szerepe sem.)

A mi éghajlatunk alatt a szőlőtermesztésben fokozott jelentőséget kell tulajdonítani a termelésbiztonságnak és az évjárathatás kialakításának. A termelésbiztonságot jórészt, míg az évjárathatást kizárólag a meteorológiai tényezők, vagy a meteorológiai paraméterekre közvetlenül ható egyéb tényezők (pl. expozíció) alakítják ki. Amennyiben a természeti csapásnak számító időjárási je-

I. TÁBLÁZAT

A borvidékekhez tartozó meteorológiai állomások

1. *Tokajhegyalja:* Tokaj
2. *Bükkalja:* Miskolc
3. *Eger:* Eger, Kompolt
4. *Mátraalja:* Eger, Kompolt
5/a. *Észak-Alföld:* Monor, Kunszentmiklós, Örkény, Kecskemét, Tiszakécske, Jászberény, Jászapáti, Tiszaroff, Cegléd, Izsák
5/b. *Dél-Alföld:* Kiskunfélegyháza, Kiskunhalas, Kalocsa, Kistelek, Bácsalmás, Baja
6. *Szekszárd:* Szekszárd
7. *Mecsek:* Pécs, Árpádtető, Mohács
8. *Villány – Siklós:* Siklós
9. *Dél-Balaton:* Marcali, Siófok, Fonyód
10. *Badacsony, Balatonfüred – Csopak:* Veszprém, Tihany, Mencshely, Keszthely
11. *Somló:* Sümeg
12. *Bársonyos – Császár – Mór:* Komárom, Kisbér, Mór, Tatabánya, Bábolna
13. *Sopron:* Sopron, Sopronhorpács, Kapuvár

lenségeket (pl. jégeső, szélvihar, belvíz) nem vesszük figyelembe, akkor a termelésbiztonságot a következő főbb meteorológiai tényezők befolyásolják:

- a nyugalmi időszak hőmérsékleti viszonyai (téli erős felmelegedések és lehűlések, és ezek gyors egymásutánisága),
- a tenyészidőszak fagyviszonyai (tavaszi – őszi fagyok),
- csapadékviszonyok.

Az évjárathatást kialakító legfontosabb meteorológiai tényezők:

- a tenyészidőszak hőmérsékleti, sugárzási viszonyai, és e két tényező időbeli alakulása,
- a csapadékviszonyok, és a csapadék időbeli eloszlása.

Mind a termelésbiztonságot, mind az évjárathatást kialakító meteorológiai tényezőkre közvetlenül hat a lejtők iránya és dőlése, vagyis az expozíció.

A korábban már említett elemi csapásnak számító időjárási jelenségeket, az optimális termőhelyek kijelölésénél nem, vagy csak másodlagosan vehetjük figyelembe. Ugyancsak másodlagosan képezheti az optimális termőhelyek kijelölésének alapját a csapadékviszonyok és a csapadékellátottság vizsgálata, hiszen a csapadék a meteorológiai elemek közül az egyik legszélsőségesebb tér- és időbeli eloszlású. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a csapadékellátottságra vonatkozó vizsgálatokat teljes mértékben el kell hagyni. Adott esetben előfordulhat, hogy éppen a csapadékviszonyok elemzése szolgáltatja a legfontosabb kiegészítő információt ahhoz, hogy eldönthessük, egy terület valóban optimális termőhelynek nevezhetünk-e. A termelésbiztonság szempontjából kritikus időszak a teljes nyugalmi periódus. A téli erős lehűlések, különösen, ha viszonylag enyhe hőmérsékleteket követően hirtelen lépnek fel, jelentősen károsíthatják a rügyeket.

Ugyancsak kritikus a rügyfakadás utáni és a szüret előtti időszak. A tenyészidőszak elején és végén a 0 °C alatti hőmérsékletek fellépésének tanulmányozása és elemzése segíthet bennünket abban, hogy a biztonságos, jó termőhelyeket megtaláljuk.

Az évjárathatás elemzésénél négy olyan időszak vizsgálata szükséges, amelynek meteorológiai viszonyai a kiegyenlítetten jó termés mellett a minőségi paramétereket elsődlegesen befolyásolják:

- rügyfakadás utáni (április),
- virágzás és kötődés alatti (június),
- zsendülés és érés közötti (augusztus – szeptember),
- szüret előtti (szeptember vége október eleje).

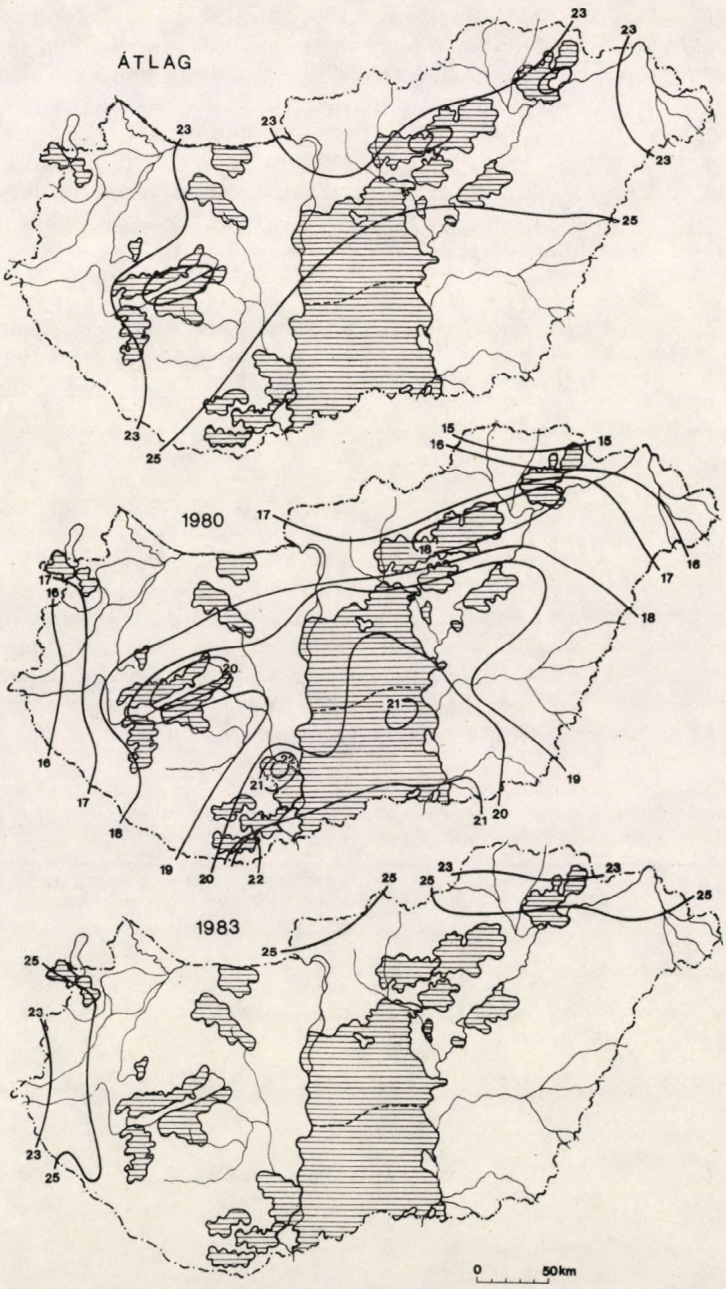
Tanulmányunkban nem vállalkozhatunk teljes és részletes elemzésre, de mindazokat a meteorológiai paramétereket kiemeljük, amelyek elsődlegesen meghatározói a termelésbiztonságnak és az évjárathatásnak, vagyis az optimális termőhelyek kijelölésének.

Az évjárathatást kialakító meteorológiai tényezők közül először a tenyészidőszak hőmérsékleti és sugárzási viszonyait vizsgáljuk meg. A szőlőültetvények és a borvidékek hőmérséklet-, és sugárzás-ellátottságának jellemzésére az ún. *radiotermikus* (R) indexet használjuk:

$$R = A \cdot G \cdot 10^{-2}/n,$$

ahol A-aktív hőmérsékleti összeg (°C), G-globálsugárzás (MJ/m²), n-napok száma. Tapasztalataink szerint az R-index megbízható klimatikus jellemszám.

1950-től a tenyészidőszak (április 1 – szeptember 30) *R*-indexét folyamatosan kiszámítottuk, így lehetőségünk nyílt a 30 évi átlag (1951 – 80) előállítására *(2a. ábra)*.



2. ábra: Az *R*-index 30 évi (1951 – 1980) átlagai, valamint értékei a szőlőtermesztés szempontjából nagyon rossz 1980. év és a nagyon kedvező 1983. év tenyészidőszakában.

R értékei három kategóriába sorolhatók: $R > 25{,}0$; $23{,}0 \leq R \leq 25{,}0$; és $R < 23{,}0$.

Amennyiben a tenyészidőszakra vonatkozóan a radiotermikus index értéke nagyobb mint 25,0, a hőmérséklet és sugárzásellátottság kiváló és így tovább, ha R értéke 23,0 – 25,0 között van jó, ha kisebb mint 23,0, akkor rossz. Térképünk alapján tehát jól szemlélhető, hogy borvidékeink hőmérséklet és sugárzásellátottság szempontjából szőlőtermesztésre általában hogyan minősíthetők.

Az egyes évek tenyészidőszakaira vonatkozó R-index értékek jelentős mértékben eltérnek a 30 évi átlagértéktől. Erre példaként a 80-as évekből választottunk ki két szélsőséges évet, 1980-at és 1983-at *(2/b, c ábra)*.

1980-ban volt az utóbbi évtizedek egyik legrosszabb hőmérsékleti és sugárzásellátottságú tenyészidőszaka. A síkra vonatkozó R értékek ekkor sehol nem érték el még a 23,0-as küszöbértéket sem.

II. TÁBLÁZAT

A különböző lejtőszögek R-indexet módosító hatása

Állomás	30 évi átlag	Délies lejtő	
		5° (9%)	20 ° (36%)
Kiskunfélegyháza	27,4	–	–
Kiskunhalas	27,4	–	–
Kecskemét	26,0	–	–
Badacsony	25,2	27,0	30,7
Eger	24,7	26,4	30,1

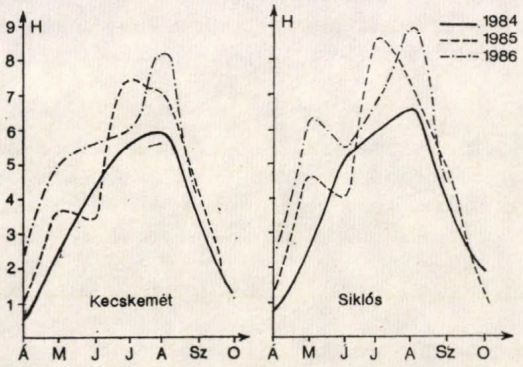
A másik kiválasztott év az 1983-as. Már a sík területre vonatkozó R-index értékek is mindenütt magasak, s több borvidékeink majdnem mindegyikén meghaladják a 25,0-ás küszöbértéket. Ha még a lejtőhatást is figyelembe vesszük, akkor megállapíthatjuk, hogy az 1983-as tenyészidőszak az összes borvidékünkön kiváló hőmérsékletű és sugárzás ellátottságú volt.

III. TÁBLÁZAT

Az R radiotermikus index 30 évi (1951 – 1980) átlagai és az 1980-ra kiszámított értékei síkra és 15°-os délies lejtőre a magyarországi borvidékeken

Borvidékek	$\overline{R}$, 30 évi átlag		R 1980	
	Sík	Délies lejtő (15%)	Sík	Délies lejtő (15%)
Tokaj-Hegyalja	25,4	28,4	18,0	20,2
Mátraalja	25,4	28,4	17,9	20,1
Eger	24,3	27,2	17,2	19,3
Bükkalja	22,1	24,8	16,4	18,4
Észak-Alföld	25,5	–	19,9	–
Dél-Alföld	27,0	–	20,8	–
Szekszárd	26,3	29,5	22,2	24,6
Mecsek	24,7	27,7	19,9	22,3
Villány-Siklós	27,2	30,5	22,0	24,6
Dél-Balaton	25,4	28,4	20,3	22,7
Badacsony-Balatonfüred-Csopak	25,3	28,3	20,4	22,9
Somló	–	–	19,9	22,3
Bársonyos-Császár-Mór	23,0	25,8	17,7	19,8
Sopron	20,8	23,3	17,2	19,3

Közismert, hogy az expozíció, azaz a különböző lejtőszögek a hőmérséklet- és sugárzásellátottságot – amit mi az R index értékeivel fejezünk ki – valamely területen jelentősen módosítják. E módosító hatás mértékét két dombvidéki borvidékünkön (Badacsony, Eger) a *II. táblázat* mutatja be, ebben összehasonlításul közöljük három alföldi állomás R-indexét is. Látható, hogy Badacsony esetében egy 5 fokos délies irányítottságú lejtőn már közel olyan ellátottságot kapunk, mint a legjobb síkvidéki állomásokon (Kiskunhalas, Kiskunfélegyháza: 27,4), közepes (20 fokos) délies lejtővel számolva pedig a legjobb síkvidéki értéket meghaladó R-index átlagot kapunk.



3. ábra: A szőlő virágzásának és kötődésének időszakára jellemző H heliotermikus index menete 1984., 1985., 1986., tenyészidőszakában.

*III. táblázat*unk az R index tenyészidőszakra vonatkozó 30 évi (1951 – 1980) átlagait és az 1980-as értkeit tartalmazza a borvidékeken, síkfelszínre és 15%-os délies irányítottságú lejtőkre.

Ami az átlagokat illeti a délies irányítottságú lejtőkön elhelyezkedő ültetvények hőmérsékleti és sugárzási ellátottsága néhány kivételt nem tekintve (Bársonyos – Császár – Mór, Bükkalja, Sopron) jobb, mint az Alföld déli részén levő ültetvényeké.

Az 1980-as év tenyészidőszakában pedig látható, hogy az expozíció módosító hatásának eredményeként a Szekszárd és a Villány – Ssiklós környéki borvidéken, valamint a Balaton környékén még jó, ill. közel jó hőmérséklet- és sugárzásellátottság mutatkozott.

Eddig ismertetett példáinkban a tenyészidőszak egészének hőmérsékleti és sugárzásellátottságára vonatkozó megállapításokat tettünk. Ismeretes, hogy e két tényező időbeli alakulásának is fontos szerepe van az évjárathatás kialakításában. Az R-index értékek havi, ill. kéthavi felbontása nem bizonyult teljes mértékben elegendőnek a kritikus – a bevezetőben is említett – időszakok vizsgálatához. Legújabb vizsgálataink szerint az ún. heliotermikus index (H) alkalmasabb a szőlőtermesztés számára kritikus időszakok tanulmányozására:

$$H = A \cdot rN/n$$

ahol A-aktív hőmérsékleti összeg, rN – relatív napfény (tényleges napfénytartam és a csillagászatilag lehetséges napfénytartam hányadosa), n-napok száma az adott hónapban.

3. ábrákon a legutóbbi három tenyészidőszak havonkénti H értékét szemléltetjük. Az 1984 évi H értékek átlagos menetet mutatnak, Siklóson és Kecskeméten is. Az alacsony értékek jelzik, hogy napfényben szegény, kissé hűvös időjárás volt ebben a tenyészidőszakban. Az 1985-ös és 1986-os H-menetnél a júniusi alacsony értékek érdemelnek figyelmet. Mindkét évben a hűvös június miatt a szőlőfajták egy része rosszul kötődött. A H-index tehát alkalmasnak látszik a virágzás és kötődés időszakának jellemzésére. A H érték alakulásának vizsgálata még részletes és hasznos információt ad a kritikus időszakokról, de ennek teljes kifejtésére ez alkalommal nem térünk ki.

Az évjárathatást kialakító meteorológiai tényezők közük még a csapadékviszonyokról és a csapadék időbeli leoszlásáról kell röviden szólnunk. A *Szeljaninov* (1930) által bevezetett hidrotermikus koefficiens (HTK) segítségével egy-egy terület csapadék- és hőviszonyainak együttes hatása mérhető fel.

$$HTK = 10 \cdot \sum P / \sum t_0,$$

ahol $\sum P$ – a csapadék havi összege, $\sum t_0$ – hőmérsékletösszeg.

A szőlő szempontjából optimális termőhelyek kijelölése során azonban nem elegendő az ha a tenyészidőszak hónapjainak HTK értékeit csak külön-külön vizsgáljuk. A májustól szeptemberig terjedő időszakban fontos szerepe van annak is, hogy hány ún. száraz hónap követi egymást. Feldolgozásainkban a szőlőtermesztés irodalmából jól ismert két kritikus HTK értékkel dolgoztunk:

– $HTK \leq 0{,}6$ – nagyon száraz hónap
– $HTK < 1{,}0$ – száraz hónap.

Megállapítottuk, hogy Alföldünkön gyakrabban követi egymást több száraz, sőt nagyon száraz hónap. Dombvidéki ültetvényeinken több egymásutáni száraz hónapnak is kisebb a valószínűsége, több egymásutáni nagyon száraz hónap pedig alig várható.

A továbbiakban még a termelésbiztonságot érintő igen fontos, kérdéssel kell foglalkoznunk részletesebben, nevezetesen a nyugalmi időszak hőmérsékleti viszonyainak elemzésével.

A nyugalmi periódusban a szőlővesszők- és rügyek jól tűrik a fagypont alatti hőmérsékletet, de bizonyos kritikus érték alatt már a rügyek jelentősen károsodhatnak, sőt el is pusztulhatnak. Erős, tartós lehűlés esetén nemcsak a rügyek, hanem a vesszők, karok, sőt a törzsek is károsodhatnak. 1984/85 tele például, – ennek részletesebb elemzésére még visszatérünk – szomorú példát szolgáltatott erre.

Először borvidékeinket fagyveszélyesség szerint osztályoztuk. Erre a célra korábban az éghajlati adatok területi eloszlását használtuk fel (–17 és –21 °C alatti hőmérséklet-eloszlás a nyugalmi időszakban, külön a mély- és külön a kényszernyugalom idején). 1983-ban új módszert dolgoztunk ki a borvidékek fagyveszélyességének jellemzésére. A *fagyindex* (F) kidolgozásakor abból indultunk ki, hogy a szőlő számára a nyugalmi időszakban mi kedvező és mi kedvezőtlen. Közismert, hogy kedvezőtlen hatása van az igen erős, tartós lehűléseknek, de ugyanígy zavart okoznak a nyugalmi időszakban bekövetkező meleg szakaszok, és különösen veszélyes, ha egy viszonylag meleg időszakot hirtelen, minden átmenet nélkül erős lehűlés vált fel. El kellett döntenünk, hogy mit nevezünk meleg szakasznak, és mit hidegnek. A választott két küszöbérték a +10 °C és a –10 °C. (+10 °C köztudottan a szőlő biológiai nullafoka.)

Az F-index számítása a következőképpen történt: 1979/80, 1980/81 és 1981/82 nyugalmi időszakának napi maximum- és minimum-hőmérsékleteit áttekintve, kiválasztottunk minden olyan napot, amikor a maximumhőmérséklet meghaladta a +10 °C-ot és minden olyan napot, amikor a minimum hőmérséklet −10 °C alá süllyedt. Mindhárom télen találtunk egy-egy olyan periódust, amikor a meleg időszakot hirtelen erős lehűlés váltotta fel. Erre a három periódusra számítottuk ki az F értékeket, majd ezek alapján az átlagos F-indexet.

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{j} t_{\max_i}}{j} - \frac{\sum_{i=1}^{k} t_{\min_i}}{k}\left(1 - \frac{\sum_{i=1}^{m} v_i}{m}\right),$$

ahol $t_{\max_i}$ napi hőmérsékleti maximum a felmelegedési szakaszban, $t_{\min_i}$ = napi hőmérsékleti minimum a lehűlési szakaszban,

$$v_i = \begin{cases} 0, & \text{ha } t_{\min_i} \geq -10°C, \\ (t_{\min_i} + 10)/10, & \text{ha } t_{\min_i} < -10°C, \end{cases}$$

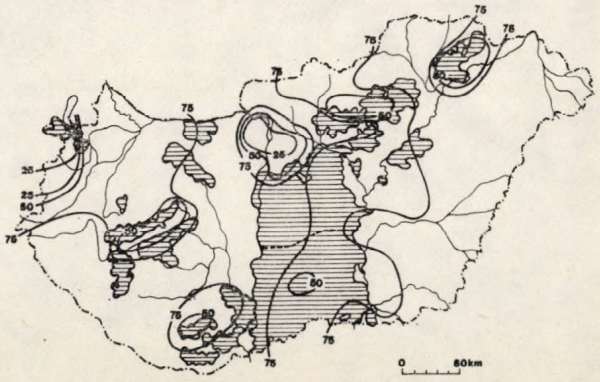
j, k, m = a napok száma. Az $\overline{F}$ alapján borvidékeink a *IV. táblázat* szerinti

IV. TÁBLÁZAT

Magyarország borvidékeinek rangsorolása fagyveszélyességük szerint
(Az F-index 1979/80., 1980/81. és 1981/82. évi értékei alapján)

Fagykár				
nem várható	szórványos	közepes	erős	igen erős
Badacsony – Balaton-füred – Csopak	Tokaj-Hegyalja	Bársonyos – Császár – Mór	Észak-Alföld	Bükkalja
Dél-Balaton	Sopron	Villány – Siklós	Mátraalja	
	Somló	Dél-Alföld		
	Mecsek	Eger		
	Szekszárd			

módon rangsorolhatók fagyveszélyesség szempontjából. A dunántúli ültetvények nagy részében és a Tokaj-Hegyalján nem, vagy csak szórványosan várható fagykár. Erősen fagyveszélyes az Alföld középső és északi része. Hasonló kategóriába



4. ábra: Az F_m-index alapján becsült rügykárok mértéke (%) 1984/85 telén.

esik a Mátraalja. Jól kitűnik környezetéből Tokaj-Hegyalja borvidék kedvező helyzete. Ezzel szemben a Bükkalján levő borvidék igen erősen fagyveszélyeztetett. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a borvidék területén egyetlen meteorológiai állomás sincs, legközelebb a miskolci főállomás van, ennek adatai azonban nem tekinthető az egész borvidékre reprezentatívnak.

A téli fagyveszélyesség- vizsgálat során okvetlenül meg kell említenünk az 1984/85-ös téli nyugalmi periódusban bekövetkezett, súlyos fagykárokat. A téli zord időjárás rendkívül súlyos károkat okozott nemcsak a rügyekben, hanem a termővesszőkben is, sőt a törzsek és karok egy része is elpusztult. Ez a természeti csapás olyan területeket (Baranya, Tolna, Somogy, Zala megye) is érintett, amelyek egyébként nem erősen fagyveszélyeztetettek. *4. ábránkon* a hőmérsékleti adatok alapján becsült rügykárértékeket mutatjuk be. Fagykárbecslő indexünk F_m annyiben különbözik a korábban már említett F indextől, hogy a téli erős felmelegedések és erős lehűlések mellett figyelembe veszi a két időszak között eltelt semleges hőmérsékletű napok számát is. A fagykárbecslést 1979/80 telétől folyamatosan végezzük. A szőlő termőhelyeinek agroklimatológiai értékelésében végzett sokévi munkánk eredményei különösen a síkvidéki ültetvények szempontjából jók, de a hegy- dombvidéki ültetvényekre is kielégítő pontosságúak.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben*

JUSTYÁK JÁNOS, *Kossuth Lajos Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*
H–4010 Debrecen, Nagyerdei krt.

Energy balance measurements in a forest of oak (Síkfőkút project) An increased emphasis has been laid on energy balance measurements above surfaces of various kind in micrometeorology over last decade. Few elements of energy balance have been measured in natural forest of oak are presented in Hungary the first time. The investigation of energy balance of forests completing with ecological, pedological and plant community examinations are indispensable to forestry. The importance of investigations are increased by great role of forests paying in determination of surface energy and water balance (27% of our planet dry land surface is covered by forest). Samples are shown change of net radiation balance and its elements, about albedo and annual varibility of intercepted and transmitted radiation in this paper. Not only the daily range of the thermal stratification but the dependence of the temperature and the wind profile on phenological state of forest and weather situation are discussed as well. Some values of friction velocity, turbulent heat exchange and evapotranspiration have been computed based on our measurements are presented. A comparison of results in other countries with ones of own finishes the paper.

*

Energiaháztartás-mérések tölgyerdőben. A különböző felszínek energiaháztartásának mérése az utóbbi évtizedben mind jobban előtérbe került a mikroklimatológiában. Hazánkban most először mutatjuk be az energiaháztartás egyes összetevőinek természetes tölgyerdőben mért adatait. Az erdők energiaháztartásának vizsgálata – ökológiai, talajtani és növénytársulási vizsgálatokkal kiegészítve – az erdőgazdálkodás számára nélkülözhetetlen. A vizsgálatok jelentőségét fokozza, hogy az erdő fontos szerepet tölt be a felszín energia- és vízháztartásának kialakításában (földünk szárazföldi felületének 27%-át erdőfelületek borítják). Tanulmányunkban szemelvényeket mutatunk be a teljes sugárzási egyenleg és összetevőinek szezonális változásairól, valamint az albedó és elnyelt és átbocsájtott sugárzás évi menetéről. Ismertetjük a termikus rétegződés napi menetének, a hőmérsékleti- és szélprofiloknak az erdő fenológiai állapotától, az időjárás alakulásától függő változását. Méréseink alapján közöljük a surlódási sebesség, a turbulens hőforgalom és az evapotranspiráció számításainak néhány eredményét. Végül a saját és a külföld eredmények összehasonlítását is.

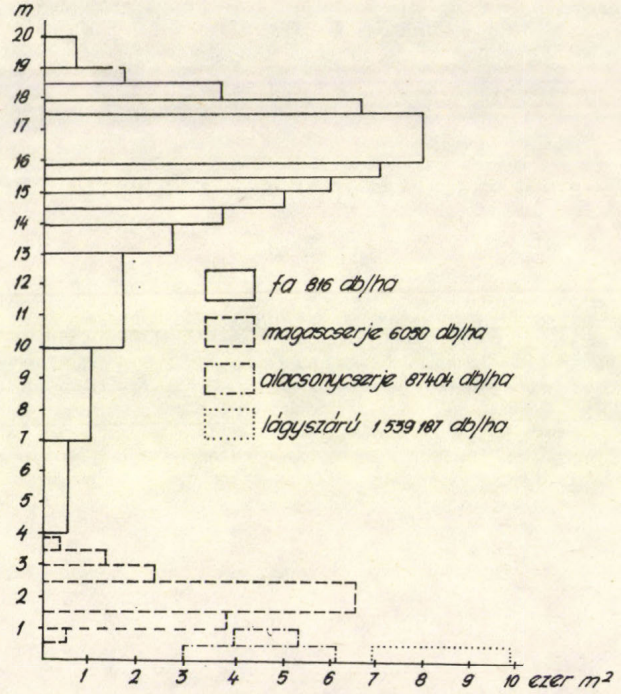
*

A különböző felszínek energiaháztartásának mérése az utóbbi évtizedekben mind jobban előtérbe került a mikroklimatológiában. Hazánkban viszont először mutatunk be olyan mérési eredményeket természetes tölgyerdőben, amelyek az *energiaháztartás egyes összetevőinek* alakulására vonatkoznak.

Az erdők energiaháztartásának vizsgálata – ökológiai, talajtani és növénytársulási vizsgálatokkal kiegészítve – az erdőgazdálkodás számára nélkülözhetetlen. A vizsgálatok jelentőségét fokozza még az a körülmény is, hogy az erdő fontos szerepet tölt be a felszín energia- és vízháztartásának kialakításában (földünk szárazföldi területének 27%-át erdőterületek borítják).

* Síkfőkút Project, No. 106

1. *Az erdőklíma-vizsgálatok helye, leírása.* A mikrometeorológiai megfigyeléseket *Síkfőkúton* – a Bükk hegységben – 1972-ben kezdtük meg és azóta is folynak. A vizsgálatok kapcsolódnak hazánkban „*Az ember és természeti környezetének védelme* (bioszféra)" című országos távlati tudományos kutatási tervhez.



1. ábra: A síkfőkúti erdő függőleges és vízszintes szerkezete, lombborítása, *Jakucs* után (1973, 1985).

E nagy keretben szervezte meg a KLTE *Ökológiai Tanszéke* azt az interdiszciplináris, komplex környezetbiológiai kutatási témát, amelynek megnevezése: „Dombsági tájakra jellemző tölgyes ökoszisztéma időbeni komplex kutatása a természetestől a kultúrállapotig", röviden „*Síkfőkút Project*" (*Jakucs*, 1973).

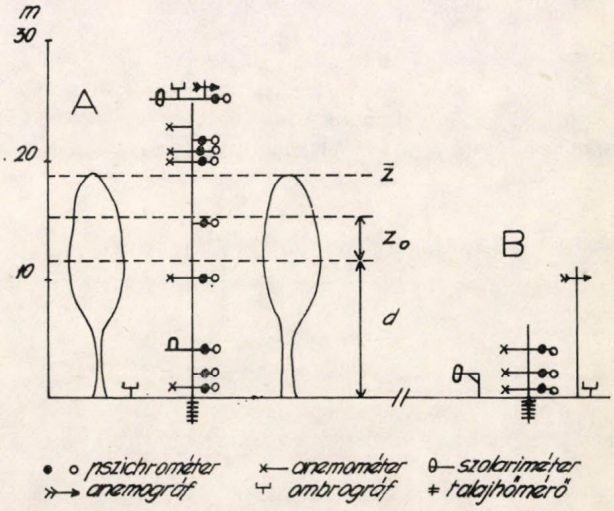
A síkfőkúti modellterület 270–300 m magas dombidék a Bükk hegységben. A vizsgálatok kezdetén (1972) az erdő 65 éves volt, sarjeredetű, homogén cseres-tölgyes *(Quercetum petracae-cerris)* társulás. A hektáronkénti törzsszám 816 db, a falomb borítás 80,0%. A fák átlagos magassága 19,5 m. A cserjeszint 16 fajból tevődik össze és egy magasabb (1–3 m) és egy alacsonyabb (1 m-ig) szintre tagolódik. A magasabb cserjeszintnél a borítás 66%, az alacsony cserjeszintnél pedig 43%. A lágyszárúak becsült borítása kb. 30–40%. Az erdő függőleges és vízszintes szerkezetének, lombborításának vázlatát az *1. ábrán* mutatjuk be. Ha az ábrán a fákra vonatkozó lombborítás területét 100-nak vesszük, a függőleges mentén a lombtömeg eloszlása a következő:

Famagasság (m)	20–18	18–16	16–14	14–10	10–4
Lombtömeg (%)	8,0	36,8	26,8	18,4	10,8

Látható, hogy a lombsűrűség 16–18 m között a legnagyobb, majd a 14–16 m közötti réteg következik. E két – 4 m-es vastagságú – rétegben helyezkedik

el a lombtömeg 62,8%-a. Az erdőbe érkező sugárzás és csapadék tekintélyes részét ez a réteg nyeli el, ill. tartja vissza. Az erdő levélterületi indexe = 8,2 ha/ha (*Jakucs*, 1985).

A síkfőkúti erdőben (1977 óta) egy 80 csatornás digitális adatgyűjtő áll rendelkezésünkre. Ez a műszer írja ki, illetve adja lyukszalagra óránként — meg-

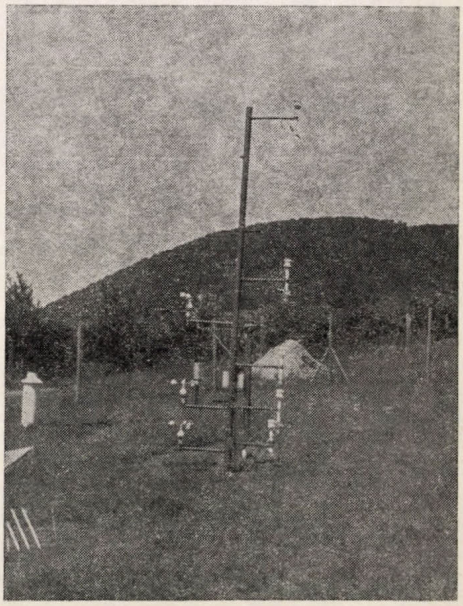


2. ábra: A mérőműszerek elhelyezése és a mérési szintek az erdőben (A), illetve a szabadterületen (B).

szakítás nélkül, jelenleg is — az erdő egész vertikumában és a szabadterületen mért meteorológiai adatokat (sugárzás, szélsebesség, levegő- talaj- és fahőmérséklet, nedvesség stb.). A mérési szinteket, a műszerek elhelyezését a *2. ábra*



3. ábra: A 25 m-es mérőtorony a síkfőkúti tölgyerdőben.



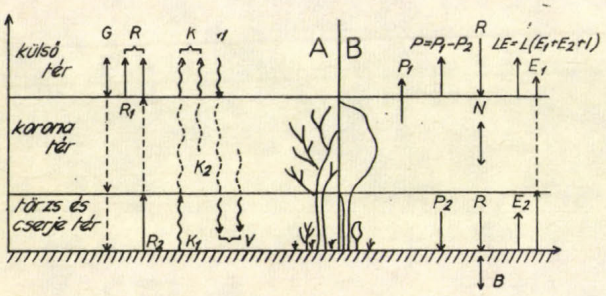
4. ábra: Meteorológiai állomás a szabadterületen.

szemlélteti. A *3. ábrán* a műszertorony, míg a *4. ábrán* a szabadterületen levő meteorológiai állomás látható.

2. *Adatok a sikfőkúti tölgyerdő sugárzásforgalmához.* A természetes és mesterséges ökoszisztémák energiabevételét teljes sugárzásegyenlegük (S) nagysága-szabja meg. Bármely ökoszisztéma, illetve felszín sugárzás háztartása az alábbi egyenlettel írható le:

$$S = (G - R) - (K - V) \qquad \text{J.cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$$

ahol G a rövidhullámú globálsugárzás, R a rövidhullámú visszavert (reflex) sugárzás, K a felszín hosszúhullámú kisugárzása, V a légkör hosszhullámú saját kisugárzása (a légköri visszasugárzás).



5. ábra: Az erdő sugárzási forgalmának és hőháztartási összetevőinek vázlatos bemutatása (magyarázat a szövegben).

Az *5. ábra* baloldali részén az *erdő sugárzási egyenlegének* összetevőit vázlatszerűen mutatjuk be; ahol G az erdő lombkoronájára érkező, illetve a lombozaton, törzstéren keresztül (a talajra vagy) az avartakaróra, illetve a felszínre jutó globálsugárzást jelenti; az R összetevői: az R_1 és az R_2, ahol az R_1 az erdő külső felszínéről az állomány feletti légtérbe, R_2 pedig az avar-, ill. talajfelszínről vissza-

I. TÁBLÁZAT

A sugárzási egyenleg és összetevői (MJ · m^{-2} · nap^{-1}) *tölgyerdőben derült napokon*

Összetevők	Lombtalan		Lombos állapot	
	1978. ápr. 6 – 9	1980. ápr. 13 – 16	1978. júl. 27 – 31	1980. júl. 12 – 15
	Erdő felett (25 m)		Erdő felett (25 m)	
G	18,4	18,1	24,9	22,1
R	2,1	2,0	3,0	2,7
A %	11,4	11,0	12,1	12,2
Sr	16,3	16,1	21,9	19,4
Keff	7,5	7,2	7,9	6,1
S	8,8	8,9	14,0	13,3
	Erdőben (2 m)		Erdőben (2 m)	
Sr	6,3	5,8	1,2	1,4
Keff	3,7	2,9	0,7	0,5
S	2,6	2,9	0,5	0,9

A G a globálsugárzást, R a visszavert (reflex) sugárzást, A az albedót, Sr a rövidhullámú sugárzásmérleget, Keff a hosszhullámú sugárzásmérleget, S a teljes sugárzásmérleget jelenti.

vert sugárzás; a K összetevői: K_1 és K_2, ahol K_1 az erdőállomány alatti talajfelszín, ill. a külső aktív lombfelszín kisugárzása, K_2 az erdő tömegének (biomasszának), mint energiaforrásnak a kisugárzása az állomány feletti térben; a V összetevői: a V_1 és a V_2, ahol V_1 az erdő felszínére, ill, a lombozaton, törzstéren keresztül az erdő talajára érkező légköri visszasugárzás, V_2 az erdő lombtömegének (biomasszának), mint energiaforrásnak a visszasugárzása a törzstérbe, ill. a talajfelszínre.

Az erdők sugárzás-forgalmát, hőháztartását – különböző szempontok alapján – többen modellezték (*Miller* 1969, *Gay* és *Knoerr* 1970, *Rauner* 1960, 1962, *Reifsnyder* 1967, *Halldin* et al., 1979 stb.) Helyszűke miatt ismertetésüket viszont mellőzzük.

A teljes sugárzási egyenleget és az egyenleg összetevőit lombtalan és lombos állapotban az *I. táblázat*ban mutatjuk be.

Mivel a táblázatban közölt adatok derült napokra vonatkoznak, így az összetevők a két év között különbséget alig mutatnak. Sajátosan alakulnak viszont a sugárzási összetevők az erdő belső terében a cserjeszintben, az erdő külső, aktív felszínéhez képest. Lombos állapotban a törzstérben, cserjeszintben a felső szinthez viszonyítva a teljes sugárzási mérlegnek csak 3,6, ill. 6,8%-a van jelen, vagyis a belső térben forgalmazott energiamennyiségek igen kicsinyek. Ebből következik, hogy az erdő levegője – az alsó szinten – nem a lombozaton keresztül lejutó sugárzási energiától melegszik fel. Nem folytat önálló energiagazdálkodást. *Függő mikroklímát* képvisel, amely oldalról, de főként felülről kap hőt, advekció formájában. Lombtalan állapotban az erdő alsó szintjében a felsőszint teljes sugárzási mérlegének viszont 29,5–32,5% van jelen. Ez már lehetőséget adhat arra, hogy az erdő talajmenti rétegében *független* energiagazdálkodás menjen végbe a lombos állapotban kialakult függővel szemben (*Justyák*, 1981).

II. TÁBLÁZAT

A sugárzási egyenleg és összetevői (MJ · m^{-2} · hónap^{-1}) *tölgyerdő felett*

Összetevők	1979			1980			1981
	IV.	VI.	X.	IV.	VI.	X.	VI.
G	237	628	279	303	462	202	514
R	−35	−102	−42	−42	−73	−31	−82
A (%)	14,8	16,2	15,0	13,9	15,8	15,4	16,0
Sr	202	506	237	261	389	171	432
Keff	−96	−160	−149	−131	−134	108	−147
S	106	346	98	130	255	63	285

Összetevők	1982	1983	1984	Átlag		
	VI.	VI.	VI.	IV.	VI.	X.
G	564	493	513	270	529	241
R	−87	−78	−80	−39	−84	−37
A (%)	15,5	15,8	15,6	14,4	15,8	15,2
Sr	467	415	433	232	440	204
Keff	−157	−138	−137	−114	−146	−129
S	310	277	296	118	295	81

Jelölések: G a globálsugárzás, *R* a reflexsugárzás, *A* az albedó, *Sr* a rövidhullámú sugárzásmérleg, *K*eff a hosszúhullámú sugárzásmérleg, *S* a sugárzási mérleg.

A hosszúhullámú egyenleg az erdő alsó szintjében lombos állapotban – a lombkorona kisugárzást gátló hatása miatt – csekély, a külső aktív felszín egyenlegének 8–9%-a. Lombtalan állapotban a fatörzsek, ágak kb. 40–50%-kal csökkentik az effektív kisugárzást az erdő talajmenti rétegében, a felső aktív zónához képest, míg lombos állapotban kb. 90%-kal.

A rügybontás idején (április), mint fentebb láttuk, az erdőállomány talajmenti rétegében a még viszonylagos fény-, ill. sugárzásbőség alakul ki. Ennek hatására az aljnövényzet növekedése még gyors s ehhez az intenzív szerves anyag lebomlásából származó gazdag CO_2 készlet is hozzájárul, sőt egyes lágyszárú növények virágzása is megindul.

A következőkben a sugárzási egyenleg összetevőinek alakulását adjuk közre havi bontásban *(II. táblázat)*.

A vizsgált öt év közül lombos állapotban 1979 júniusában volt a legtöbb, 1980 júniusában a legkevesebb a globálsugárzás. Ennek megfelelően alakult a teljes sugárzási mérleg is. Átlagosan júniusban a sugárzási egyenleg a globálsugárzásnak 56, áprilisban 43, októberben 34%-át teszi ki. Nyáron a lombos állapotú erdő albedója alig változik, 15,5–16,2%, tavasszal (14,4%) kisebb, mint őszszel (15,2%), feltehetően a levelek elszíneződése miatt.

Az erdők felszíne által *visszavert sugárzást*, ill. a reflexió képességet, az *albedót* többen vizsgálták. A *III. táblázatban* erről adunk tájékoztatást.

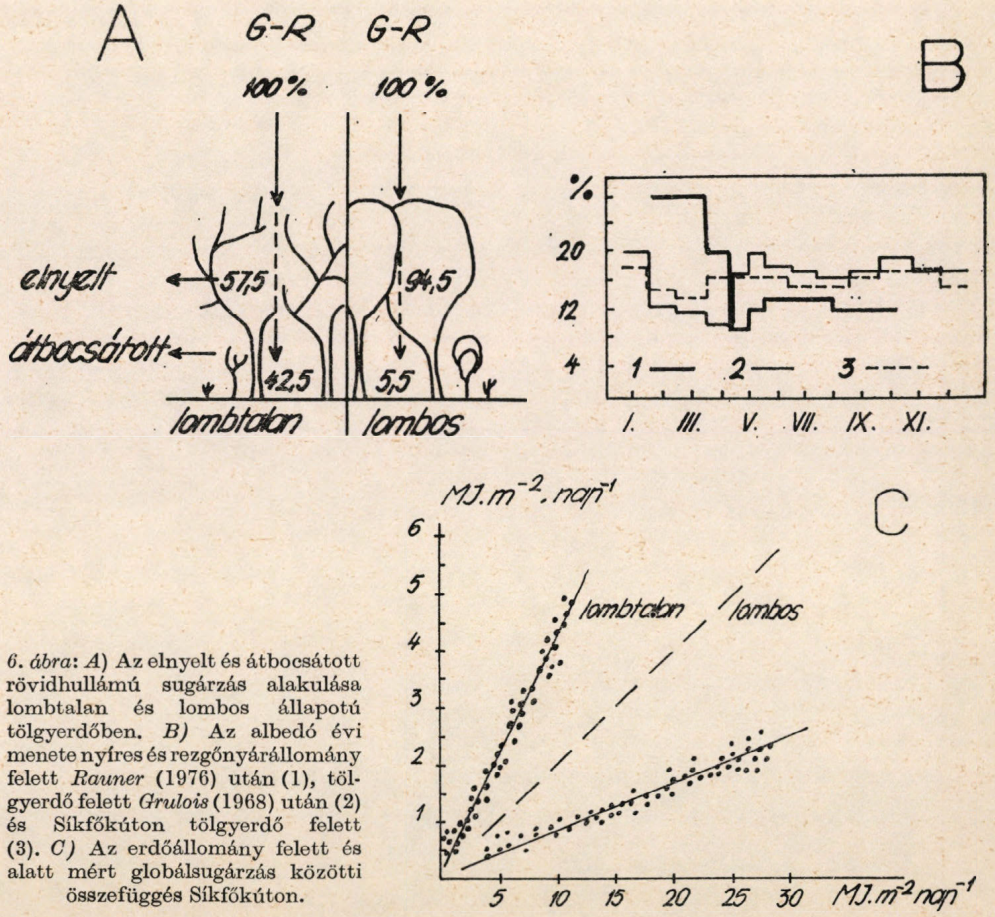
III. TÁBLÁZAT

Erdőfelszínek albedója

Szerző		Erdő jellege	Albedó (%)
Bauer, L. – Dutton J. A.	1962	tűlevelű	10,0 – 16,0
Baumgartner, A. (id.)	1967	tűlevelű	4,8
Baumgartner, A.	1971	tűlevelű	9,0 – 10,0
Budiko, M. J.	1956	tűlevelű	10,0 – 15,0
Budiko, M. J.	1956	lomblevelű	15,0 – 20,0
Berglund, E., R. – Mace, A. C.	1972	tűlevelű	6,0 – 8,0
Conover, J. H.	1965	tűlevelű	12,0
Denmead, O. T.	1969	tűlevelű	10,0
DeWaller, D. R. – McGuire S. G.	1973	tölgyes	16,0 – 18,0
Federer, C. A.	1968	tűlevelű	13,0 – 15,0
Galoux, A.	1973	tölgyes	11,2 – 18,2
Gay, L. W. – Knoerr, R. K.	1970	tűlevelű	11,0
Gay, L. W. et al.	1971	tűlevelű	9,0
Grulois, J.	1968	bükkös-tölgyes	15,4
Ivanov, L. A. – Szilina A. A.	1951	tűlevelű	8,0
Kessler, A.	1985	tűlevelű	8,3 – 10,5
Kiese, O.	1972	bükkös	13,0
Kisenko, I. T.	1984	tűlevelű	9,6 – 9,9
Kung, E. C. et al.	1964	tűlevelű	12,0 – 14,0
Lützke, R.	1966	kevert erdő	13,2
Miller, D. H.	1955	tűlevelű	8,0
Privovarova, Z. J.	1958	nyíres	16,0 – 17,0
Reifsnyder, W. E.	1967	tűlevelű	11,0
Stanhill, G. et al.	1966	tűlevelű	12,0 – 13,0
Stewart, J. B.	1971	tűlevelű	9,1
Tajchman, S. J.	1967	tűlevelű	4,3
Nagy, L.	1985	cseres-tölgyes	16,1 – 16,7

Az albedó értékek 4,3 és 20,0% között váltakoznak nyári időszakban. A sötétebb színű tűlevelű erdők albedója a legkisebb, a lomblevelűeké a legnagyobb. Ősszel – levélszíneződéskor – lombos erdőknél a nyári időszakhoz képest az albedó értéke megnő. *Stanhill* (1966) vizsgálatai szerint a tölgyerdőben az albedó ősszel 11%-ról 13–14%-ra növekedett. *Federer* (1968) eredményei is azt mutatják, hogy az albedó 16–19%-os nyári értékről ősszel 18–22%-ra emelkedett. Más kutatók viszont – levélszíneződéskor – nem észleltek lényeges albedó növekedést (*DeWaller és McGuire* 1973). Az albedó értéke – közismerten – számos tényezőtől függ, (az erdő zártságától, magasságától, színétől, a fafajtától, korától, az évszaktól, a levélfelületi indextől, de változik a napmagassággal is stb.).

Az erdőbe jutó *napsugárzást* is az erdő szerkezeti tulajdonságai befolyásolják. Az áthatolás folyamatában a napsugárzás *mennyiségi és minőségi* változása ismerhető fel. A mennyiségi változást az okozza, hogy az erdő – főként lombos állapotban – jelentős mennyiségű sugárzási energiát nyel el. A síkfőkúti tölgyerdőben lombos állapotban átlagosan 95, lombtalan állapotban 58%-ot. Az átbocsátott sugárzás pedig 5,5, ill. 42,5% (*6. ábra A* része).



6. ábra: A) Az elnyelt és átbocsátott rövidhullámú sugárzás alakulása lombtalan és lombos állapotú tölgyerdőben. *B)* Az albedó évi menete nyíres és rezgőnyárállomány felett *Rauner* (1976) után (1), tölgyerdő felett *Grulois* (1968) után (2) és Síkfőkúton tölgyerdő felett (3). *C)* Az erdőállomány felett és alatt mért globálsugárzás közötti összefüggés Síkfőkúton.

Kiese (1972) a sollingi bükkerdőben, lombos állapotban, derült időben 81,5, borult időben 82,0, lombtalan állapotban pedig 58,0, ill. 52,6%-os sugárzás elnyelést mért. Nyári félévben a derült és a borult napok között számottevő különbség nem alakult ki (az átbocsátás ugyanis derült napon 6,90, borult napon 9,53% volt). *Vezina* (1964) fenyőerdőben, derült napon 6,6, borult napon 10,0%-os átbocsátást mért, míg *Mitscherlich* et al. (1965) ugyancsak fenyőállományban, derült napokon 3,5, ill. 1,6%-ot, borult napokon 7,2, ill. 4,4%-ot. *Galoux* (1973) tölgyerdőben nyáron 6,1, ill. 5,7%-os, *Nagy* (1972) szintén tölgyerdőben 4,9%-os átbocsátást mért.

Grulois (1968) tölgyerdőben végzett vizsgálata alapján az erdő lombos állapotban 78,9, ill. 72,4, lombnélküliben 68,8, ill, 44,4%-ot nyelt el. Egy nyíresállomány sugárzás elnyelése pedig lombos állapotban 83, lombnélkül 41% (*Schomaker* 1968).

Ivanov és *Szilina* (1951) szerint fenyőerdőben — 16 ponton végzett mérések alapján — átlag 16,3% volt az átbocsátott és 8% a visszavert sugárzás. A koronatér elnyelt 75,7%-ot. Eltávolítva a tűleveleket, az áthatolt sugárzás 46, az elnyelt 54%-lett. A nyírfaerdő (záródása 0,65) lombozata a bejutó sugárzás 30%-át engedte át, s mivel az albedó 7,5% volt, az állomány 62,5%-ot nyelt el. A tavaszi és őszi mérések alkalmával az ágak 46%-ot eresztettek át és 54%-ot tartottak vissza: Így a 62,5% áteresztett sugárzásnak 28,7%-át nyelte el a levélzet.

Érdekes sajátosságokat mutat Európa három klímaterületén (Belgium, Magyarország, Szovjetunió) elhelyezkedő lombhullató erdők albedóinak évi menete (*6. ábra B része*).

Moszkva környékén februárban, márciusban az albedó értéke nagyobb, mint Közép-, ill. Nyugat-Európában, a tovább tartó tél miatt. Az albedó évi menete tölgyerdőben hazánkban és Belgiumban közel hasonló, kivéve áprilist, amikor Síkfőkúton kb. 5%-kal nagyobb az albedó az erdő felett. Magyarázata feltehetően az, hogy hazánkban — tavasszal — jobban érvényesül a sugárzás hatása, mint az óceáni klímájú Belgiumban. Hazánkban tavasszal a lombtalan erdőben — a bőségesebb besugárzás és a kevesebb csapadék következtében — az erdő alatti talaj felszíne szárazabb, mint Belgiumban, és ez az albedó megnövekedésével jár együtt. E feltételezést alátámasztja az, hogy a lombozat teljes záródásakor — a két terület klímájában ekkor is fennálló eltérések ellenére — az albedó értékek között a különbségek jelentősen csökkennek.

A lombkorona feletti és alatti globálsugárzás közötti összefüggést — lombtalan, ill. lombos állapotban — a *6. ábra C* része szemlélteti.

Az egyenes egyenlete lombnélküli tölgyerdő esetében:

$$y = 0{,}063 + 0{,}464x$$

ahol y = globálsugárzás az erdőben (2 m-en)
x = a globálsugárzás az erdő felső szintjén.

Az egyenes egyenlete lombos állapotban:

$$y = 0{,}049 + 0{,}081x$$

A korrelációs együttható értéke $r = 0{,}98$, ill. $r = 0{,}95$.

Az egyenletek felhasználásával az erdő alsó rétegében a sugárzás mennyisége mérés nélkül becsülhető.

3. *A meteorológiai elemek és a hőháztartás egyes összetevőinek alakulása.* Az erdő hőháztartásának – mint felszínnek – alapegyenletét a következőképpen írhatjuk:

$$R = LE + P + N + B \tag{1}$$

ahol az R az erdő teljes sugárzási egyenlege, LE az evapotranspirációra fordított hő, P a szabadhő vertikális áramlása, N a növényi tömeg (biomassza) által forgalmazott hő, B az erdőállomány alatti avartakaró és a talaj által forgalmazott hő.

Az evapotranspirációra fordított hő az alábbi:

$$LE = L(E_1 + E_2 + I) \tag{2}$$

ahol E_1 az erdőállomány transpirációja, I az erdő által visszatartott csapadék (intercepció) elpárolgása, E_2 az avartakaró és a talaj párolgása.

A P nagyságát, vagyis a levegő által forgalmazott hőt – két komponens összege adja:

$$P = P_1 + P_2 \tag{3}$$

ahol P_1 a légkör és az erdőállomány külső aktív felszíne közötti hőforgalom, P_2 az erdő törzsterének hőforgalma (lásd *5. ábra B* részét).

Az R és összetevőinek meghatározása mérésekkel és számításokkal történt. A P és LE kiszámítására – a 20,0 és 21,5 mm-es magassági szintekben – erdő felett – végzett hőmérséklet, páranyomás, szélsebesség megfigyelései alapján – az alábbi összefüggéseket alkalmaztuk (*Monyin–Obuhov*, 1954, *Brogmus* 1959).

$$P = f^2 \frac{\varrho c_p k^2 (T_1 - T_2)(u_2 - u_1)}{\left[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right]^2} \tag{4}$$

és

$$E = 1{,}251 f^2 \frac{(e_1 - e_2)(u_2 - u_1)}{T\left[\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}\right]^2} \tag{5}$$

egyenletek, ahol

$$f = \left[1 - \beta \frac{g}{T_0} \frac{(T_2 - T_1)}{(u_2 - u_1)^2} (z_2 - z_1)\right] \tag{6}$$

a felszínközeli légréteg egyensúlyi állapotát figyelembe vevő korrekciós tényező, az ismert konstansokon kívül a hőmérséklet, páranyomás és szélsebesség gradienseit tartalmazzák.

A d értékét, – vagyis azt a magasságot, amelytől a meteorológiai elemek változását a magassággal logaritmikusnak tekinthetjük – három különböző magasságban végzett szélsebesség méréséből határoztuk meg, az ismert

$$\frac{u_3 - u_1}{u_2 - u_1} = \frac{\ln (z_3 - d) - \ln (z_1 - d)}{\ln (z_2 - d) - \ln (z_1 - d)} \tag{7}$$

matematikai közelítő eljárással. Esetünkben a d értéke júniusban (lombosodás-

kor) 12,8 m-nek adódott, az erdő 19,5 m átlagos magassága mellett, a szélsebesség pedig 20 m-en átlagosan 1,5 m/sec.

Az erdőfelszín érdességét tekintetbevevő z_0 értéke az erdőállományt tekintve, az 1 m-től 23 m magasságig végrehajtott szélprofilmérések alapján 3,7 m-nek adódott. Az érdességi paraméter (z_0) kiszámítására a

$$z_0 = z_1 \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^{u_1/(u_2-u_1)} \tag{8}$$

formulát használtuk fel, ahol u_1 és u_2 a z_1 és z_2 szinten mért szélsebességet jelenti. A z_0-ra és d_0-re a *IV. táblázat*ban közlünk szakirodalmi adatokat az erdő jellegétől függően.

IV. TÁBLÁZAT

Aerodinamikus jellemzők (z_0, d) átlagos értékei a vegetációs periódus alatt

Szerző		Erdő jellege	(m)	z_0 (m)	d (m)
Baumgartner, A.	1956	fenyő	(6)	2,9	3,0
Rauner, Ju. L.	1962	nyír- és nyár	(17)	0,5	12,0
Konsztantinov, A. R.	1960	lucfenyő	(26)	5,0	21,5
Burger, cit. Tajchman	1967	fenyő	(27)	4,0	20,0
Mayer, H.	1978	fenyő	(31)	6,2	21,1
Dolman, A. J.	1986	tölgy	(9,6)	1,0	7,2

A kiszorítási réteg (d) értéke szoros összefüggésben van a szélsebességgel. *Rauner* (1962) szerint 17 m-es nyírfa és rezgőnyár erdőben – nyáron – 1 – 3 m/s szélsebességnél a $z_0 = 0{,}5$ m, a $d = 12{,}0$ m, 3,5 m/s-nál a $z_0 = 2{,}0$ m, a $d = 7{,}0$ m, 5,7 m/s-nál a $z_0 = 4{,}0$ m, a $d = 5{,}0$ m volt. Vagyis a szélsebesség növekedésével az érdességi paraméter (z_0) nő, a kiszorítási réteg magassága (d) pedig csökken, és fordítva.

Viszonylag gyenge szél esetén a levegő áramlása szinte az erdő koronájának felső határára szorul, azonban a szél erősödésével az erdő strukturális felépítésétől függően behatolhat a törzstérbe, egészen az aljnövényzetig. A kiszorítási réteg magassága ilyenkor csaknem a két és félszeresére csökkenhet.

Növényállományokban a kiszorítási réteg magasságát nem mindig határozzák meg, hanem a megfigyelés időpontjában a növényzet átlagos magasságának kb. kétharmadát tekintik annak. (*Rauner*, 1962).

A z_0 és d-re vonatkozó külföldi eredményeket fenyőerdőkben *Jarvis* et al. (1976) ismerteti részletesebben.

A súrlódási sebesség (u_*) kiszámítását hőmérsékleti és szélsebességi gradiens méréseink tették lehetővé. Az u_* értékeket a vizsgált időszak minden órájára az

$$u_* = \chi \frac{(u_2 - u_1) + \beta \frac{g}{T_0} \frac{(T_1 - T_2)(z_2 - z_1)}{u_2 - u_1}}{\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d}} \quad \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$$

formulát alkalmaztuk. A β értékét 3,67-nek vettük a $\varkappa$ a Kármán konstans (0,43), $u_2 - u_1$ és $T_1 - T_2$ a z_1 és z_2 (20,0 és 21,5 m) közötti szélsebesség és hőmérsékleti gradiens, g a nehézségi gyorsulás.

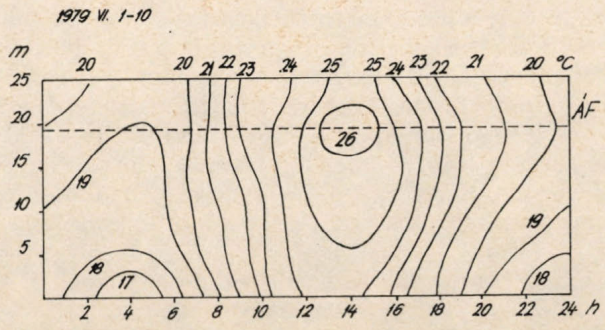
Mielőtt rátérnénk a hőmérséklet, szélsebesség, a súrlódási sebesség, a turbulens hőforgalom és a tényleges evapotranspiráció alakulásának – nem részletes – értékelésére, közöljük, a vizsgált időszakra vonatkozó időjárási adatokat. Ugyanakkor megadjuk Síkfőkútra vonatkozó 10 évi átlagokat (K_{10}) is *(V. táblázat)*.

V. TÁBLÁZAT

A meteorológiai elemek havi középértékei és a 10 évi átlagok

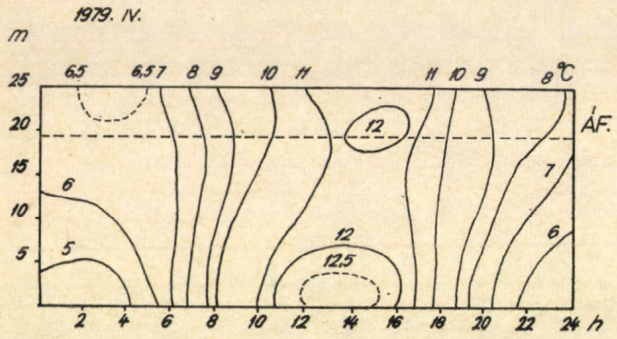
Év, hónap		Globálsug. MJ·m^{-2}	Középhőm. °C		Csapadék mm	Csapadék, erdő mm		Intercep.
		Met. áll.	Met. áll.	Erdő	Met. áll.	Visszatartott	Áteresztett	%
1979.	IV.	327	9,6	8,6	67	18	49	27,0
1979.	VI.	628	21,7	19,5	65	29	36	44,4
1979.	X.	279	9,4	8,5	32	10	22	24,9
1980.	IV.	303	8,5	7,6	48	10	38	20,1
1980.	VI.	462	17,4	15,7	93	39	54	42,4
1980.	X.	202	10,3	9,5	81	19	62	23,1
1981.	VI.	514	20,0	17,8	61	20	41	33,2
1982.	VI.	564	19,3	17,5	83	28	55	33,5
1983.	VI.	493	18,9	17,0	61	38	23	37,7
1984.	VI.	513	17,2	14,3	47	17	30	35,3
Átlag	IV.	315	9,1	8,1	58	14	44	23,5
	VI.	529	19,0	17,0	68	28	40	37,8
	X.	241	9,9	9,0	57	15	42	24,0
K_{10}	IV.	–	7,8	–	44	–	–	–
	VI.	–	18,8	–	76	–	–	–
	X.	–	10,4	–	59	–	–	–

A hőmérsékletnek júniusban, 1979-ben 2,9, 1981-ben 1,2, 1982-ben 0,5, 1983-ban 0,1 °C pozitív anomáliája volt, 1980 és 1984-ben viszont a hónap középhőmérséklete a 10 évi átlag alatt maradt. Az erdő középhőmérséklete a 0,5–20,0 mm-es rétegre vonatkozóan (hat mérési szint középhőmérséklete) júniusban négy évi átlagban 17,0 °C volt. Ennél melegebb volt 1979-ben (19,5 °C) és

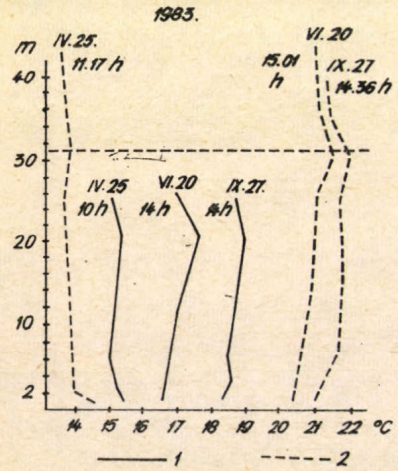


7. ábra: A levegő hőmérsékletének alakulása lombos állapotú tölgyerdőben Síkfőkúton.

1982-ben (17,5 °C). 1983 és 1984-ben az erdő középhőmérséklete júniusban a négyévi átlag alatt maradt. A fátlan, szabad területen a legtöbb csapadék mind júniusban (93 mm), mind októberben (81 mm) 1980-ban, a legkevesebb 1984 júniusában (47 mm) hullott. Átlagosan lombos állapotban az erdő a csapadék 38, lombtalan állapotban 24%-át tartotta vissza.



8. ábra: A levegő hőmérsékletének alakulása lombtalan állapotú tölgyerdőben Síkfőkúton.



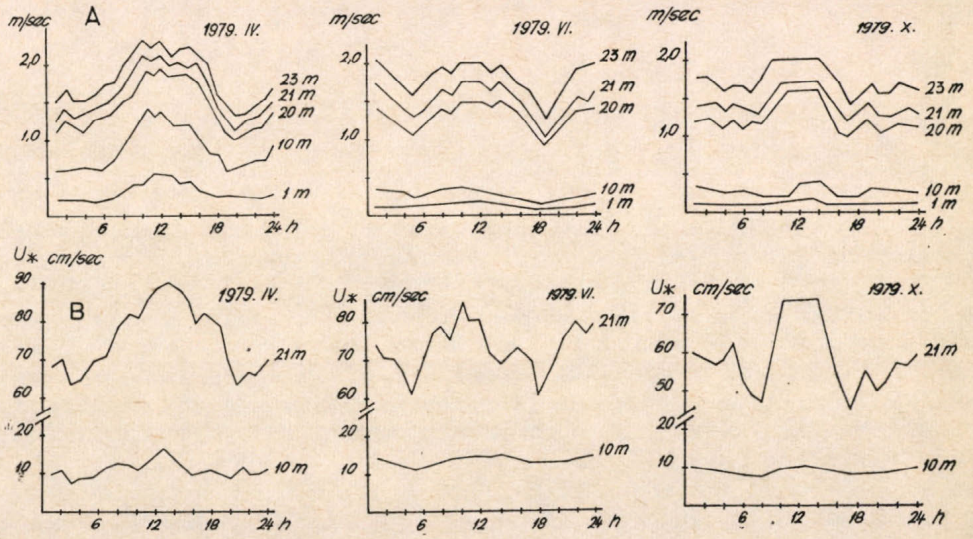
9. ábra: Hőmérsékleti profilok alakulása a síkfőkúti tölgyerdőben (1) és bükkállományban Göttingen közelében, van *Eimern* (1986) után (2).

A levegő hőmérséklete a lombborította erdő fái alatt hűvösebb, mint az erdő felszíne felett, mert a fák lombozata felfogja s az erdő talajfelszínétől visszatartja a napsugárzást és annak melegítő hatását. A besugárzott meleg közvetítője — az ún. *aktív felszín* — a lombkorona. Vagyis a földfelszín szerepét a besugárzott meleg közvetítésében a levegő számára a lombkorona felső 20,0 – 21,5 mm-es rétege veszi át és onnan terjed tovább a hő mind az erdő feletti légtérbe, mind az erdő belsejében levő levegőbe. Ezért nappal — nyáron — az erdő belsejében a lombkorona árnyékában hűvösebb a levegő, mint a lombkorona felső szintjén, ill. a fátlan területen *(7. ábra)*.

Lombtalan állapotban (április) a lombos állomány (június) *egy aktív felületével* szemben — *kettős aktív felület* alakul ki. Egy a *koronák szintjén* és egy az *erdő talaján*. Lombtalan állapotban a Nap sugarai jobban behatolnak az erdő légterébe és az erdő talajának legalább egy részét felmelegítik *(8. ábra)*.

A *9. ábrán* bemutatjuk a hőmérsékleti profilok alakulását egy göttingeni bükkerdőben, valamint a síkfőkúti tölgyerdőben. A bükkállomány 115 éves, a fák átlagos magassága 31 – 32 (van *Eimern* 1986).

Az azonos időben történt mérések alapján, de eltérő szerkezetű és fajtájú erdőben látható, hogy *lombtalan* állapotban (április) az erdőkben *két aktív felszín*



10. ábra. A szélsebesség (A) és a súrlódási sebesség (B) átlagos napi menete, tavasszal, nyáron és ősszel.

alakul ki. Az egyik a lombkorona szintjén (bükknél kb. 31 m-en, tölgyerdőnél kb. 20 m-en), a másik az erdő talajmenti rétegében. Gyenge hőmérsékleti inverziós állapot tapasztalható a bükkerdőben 25 és 31 m, a tölgyerdőben 6,0 és 20 m között. Lombos állapotban – nyáron – mindkét erdőben, az erdő felszíne a legmelegebb (egy aktív felszín alakul ki), a talajmenti légréteg a leghűvösebb. Bükkerdőben 25 és 31, tölgyerdőben 0,5 és 20 m között erősebb inverzió lép fel a tavaszi állapothoz képest. A kialakult erősebb inverzió lényegében a törzstérben és lombkoronában gyengíti a turbulencia fejlődését. Közvetlen az erdőállományok felett nagyobbak a hőmérsékleti gradiensek, amelyek viszont fokozzák a turbulens folyamatokat.

Az erdőben a *légáramlás* két úton hatolhat be, felülről és oldalról. A szél oldalról a síkfőkúti erdő belsejébe igen kismértékben juthat be, részben az erdőszegélyt alkotó igen sűrű cserjeszint miatt, részben mert a mérések kb. 180 m-re történtek az erdőszegélytől az erdő belsejében. Ezért az erdő belsejébe – főleg nyáron – a légmozgás nem oldalról, hanem felülről, kicserélődés útján hatol le a cserjeszintig, az erdő talajáig.

A szélsebesség az erdő belsejében a mélységgel rohamosan csökken. Az erdőállomány talajmenti rétegében (1 m-en), *lombos* állapotban alig van légmozgás. *Lombtalan* állapotban is tetemes a korona ágainak, a fatörzseknek fékező hatása, de a légmozgás ilyenkor többszörte nagyobb, mint lombos állapotkor (*10. ábra A* része), A *10. ábra B* részén a súrlódási sebesség (u_*) napi menete látható, mely szerint a u_* követi a sebesség menetét.

Az alábbiakban az u_* alakulására vonatkozóan összehasonlítjuk eredményeinket *Mayer*-nak (1978) az ebersbergi fenyőerdőben (München mellett) végzett vizsgálataival.

Fenyőerdő (33 m, 80 éves) u_* (cm/s)			*Tölgyerdő* (19,5 m, 79 éves) u_* (cm/s)		
1972	5 m	40 m	1979	10 m	21 m
április	10,0	70,1	április	10,5	76,0
június	11,5	61,3	június	13,5	9,5
október	8,2	56,9	október	8,4	54,3

Bár eltérő struktúrájú és jellegű a két erdő, s a mérési szintek sem egyeznek, mégis az u_* értékei mindkét helyen tavasszal (április) nagyobbak, mint ősszel (október), mivel áprilisban nagyobb, októberben pedig kisebb volt a szélsebesség. A törzstérben az u_* értékei fenyő- és tölgyerdőben kb. hasonlók, s ez arra utal, hogy ebben a régióban a fatörzsek fékező hatása miatt a légmozgás igen csekély, különösen a tölgyerdő cserjeszintjében. E jelenség igen fontos, mert a szél, ill. a légmozgás útján keletkező turbulencia szállítja a szén-dioxidot a sztomatikus terekbe. A 20 és 21,5 m-es szintekben végzett hőmérséklet, páranyomás és szélsebesség megfigyelések alapján, a (4) és (5) formulák segítségével a havi átlagos napi menet minden órájára meghatároztuk a P és E (párolgás) értékeket. A kapott adatokat összegezve megkaptuk, hogy az adott hónap során turbulencia útján mennyi hőt forgalmazott a levegő, illetve, hogy az erdővel borított felszín 1 m²-ének mennyi volt a tényleges evapotranspirációja *(VI. táblázat)*.

Az (1) formula LE tagját úgy kaptuk meg, hogy az (5) formulával számított E értékeket rendre beszoroztuk az illető idő intervallum hőmérsékletének megfelelő latens hővel (L).

VI. TÁBLÁZAT

A hő- és vízháztartási összetevők havi átlagértékei tölgyerdőfelett

Összetevők	1979			1980			1981	1982	1983	1984	Átlag		
	IV.	VI.	X.	IV.	VI.	X.	VI.	VI.	VI.	VI.	IV.	VI.	X.
R	106	346	98	130	255	63	285	310	277	296	118	295	81
LE	78	271	75	97	235	51	235	261	229	231	88	244	63
P	21	66	17	19	17	9	49	47	45	56	20	47	13
LE/R	74	78	77	75	92	81	82	84	83	78	75	83	78
P/R	20	19	17	15	7	14	17	15	16	19	17	16	16
E	31	108	30	39	94	21	94	104	92	92	35	97	26
Cs	67	65	32	48	93	81	61	83	61	47	58	68	57
I	18	29	10	10	39	19	20	28	38	17	14	29	15
E/Cs	46	166	94	81	101	26	154	125	151	196	60	143	46
I/E	58	27	33	26	41	90	21	27	41	18	40	30	58
IE	45	73	25	25	98	48	50	70	95	45	35	155	37

Jelölések: R a teljes sugárzási egyenleg, (MJ · m⁻²); LE az evapotranspirációra fordított hő, (MJ · m⁻²); P a levegő hőforgalma (MJ · m⁻²); E a párolgás, (mm) Cs a csapadék (mm); I az intercepció (mm); IE az erdő által visszatartott csapadék (intercepció) elpárologtatására fordított hő (MJ · m⁻²).

A táblázatból látható, hogy annak az energiamennyiségnek, amellyel a sugárzás révén az aktív felszín gazdálkodik, jelentős része – átlagosan 75–83%-a párolgásra fordítódik, s a levegő felmelegítésére csak 14–17% jut. Ha az (1) formulában szereplő N és B tagot együttesen ($N+B$) maradéktagként kezeljük, akkor a növényi biomassza (N) és a talajhőforgalma (B) áprilisben 7–8, júniusban 1–2, októberben 5–6%-ot tesz ki. Erdőállománynál különösen fontos lenne az N tag külön meghatározása, mivel az erdő a legnagyobb méretű növényi biomassza és egyben a leghatásosabb szerves anyagot produkáló ökorendszer. Alacsony növésű mezőgazdasági kultúráknál az N tag kiszámítását mellőzhetjük.

A tényleges evapotranspiráció átlagos értéke, amikor az erdő lombos – júniusban – 97 mm, lombtalan állapotban – áprilisban – 35 mm négyzetméterenként. Ez egy hektárra vonatkoztatva júniusban 97×10^4 mm (97 m^3), áprilisban 35×10^4 mm (35 m^3), októberben 26×10^4 mm (26 m^3) elpárolgott (E) mennyiséget jelent, az erdő által visszatartott csapadékvíz (I) elpárolgásával együtt. Az I/E áprilisban 40, júniusban 30, októberben 57%. Az egy hektárra eső havi párolgásértékek a következő hőösszegeket (energiát) vonták el a sugárzás útján nyert energiából: LE áprilisban 88×10^4, júniusban 244×10^4, októberben 63×10^4 MJ-t. A fenti energiamennyiségeknek áprilisban 30, júniusban 64, októberben 59%-a fordítódott az intercepciós víz elpárologtatására.

Az évenkénti, illetve a havonkénti hőháztartási összetevők százalékos eloszlását is feltüntető VI. táblázat adataiból kitűnik, hogy 1980 júniusában volt a legtöbb csapadék (93 mm). Ez az erdőállomány hőháztartási rendszerében azt jelentette, hogy – mivel bőven volt nedvesség – tetemes hőmennyiség használódott fel a párolgásra (92%) és csak kevés hő fordítódott (7%) a levegő felmelegítésére. A fátlan szabad területen mérve a júniusi középhőmérséklet 17,4 °C volt, az erdőben 15,7 °C (a 0,5–20 m-es réteg középhőmérséklete) a 10 évi 18,8 °C-os szabadterületi átlaggal szemben. Megjegyezzük, hogy az időjárásbeli különbség hatása jobban követhető lenne, ha a hőháztartási összetevők pentádértékeit adjuk meg.

Eredményeinket – a hőháztartási összetevők alakulására vonatkozóan – összehasonlítottuk néhány külföldi eredménnyel, s ezt *VII. táblázat*ban közöljük.

VII. TÁBLÁZAT

A hőháztartási összetevők alakulása

Hónap	R/MJ·m^{-2}			LE/MJ·m^{-2}			E (mm)			LE/R (%)		
	Ra	T	S	Ra	T	S	Ra	T	S	Ra	T	S
Ápr.	–	–	118	–	–	88	–	–	35	–	–	75
Máj.	369	258	–	260	178	–	103	71	–	70	69	–
Jún.	335	393	295	276	279	244	110	112	97	82	71	83
Júl.	419	365	–	410	235	–	163	94	–	97	64	–
Aug.	318	338	–	318	207	–	127	83	–	100	61	–
Szept.	117	224	–	127	151	–	40	60	–	85	67	–
Okt.	–	–	81	–	–	63	–	–	26	–	–	78

Jelölések: Ra – Rauner (1976) természetes tölgyerdő (Quercus robur), 40 éves. *T – Tajchman* (1967) lucfenyő, 70 éves, *S* – saját (1986) cseres-tölgyes (Quercetumpetracae – cerris), 73–79 éves erdőállományokban végzett mérési adatokat tartalmazza a fenti táblázat. Rauner szeptemberi adatai a hónap első felére vonatkoznak, vizsgálatait a kurszki, Tajchman a München melletti erdőben végezte.

Látható, hogy a párolgásra fordított hő, (LE/R) a lucerdőben kisebb, mint a tölgyerdőben, ami a fafaj eltérő jellegére utal. A kurszki, ill. a síkfőkúti tölgyerdőkben az evapotranspirációra fordított hő (LE/R) szinte egyező (82, ill. 83%), de az egy napra eső átlagos párolgás már a kurszki erdőben négyzetméterenként 0,5 mm-el több (3,7, ill. 3,2 mm). Megemlítjük, hogy az erdők esetében az evapotranspirált víz mennyisége a fa- és cserjefajtáktól, azok korától, leveleik, tűik alakjától és a mindenkori időjárási viszonyoktól függ, sőt jelentős különbségek alakulhatnak ki a sík- és hegyvidéki erdők párolgása között is.

Közismert Európában, hazánkban, így Sikfőkúton is az utóbbi években fellépő tölgypusztulás, emiatt módosult az erdő eddigi mikroklimatikus állapota is. Az, hogy a faritkulás milyen irányban és mértékben változtatja meg az erdőállomány mikroklímáját, hő- és vízháztartás összetevőit, s ezen keresztül milyen hatást fejt ki az egész társulás strukturális és anyagcirkuláltatási szervezettségére, csak az utóbbi, a jelenlegi és a későbbi évek — interdiszciplináris kutatási együttműködésben — vizsgált anyagnak célirányos feldolgozása fogja eldönteni.

IRODALOM

Bauer, K. G.—Dutton, J. A., 1962: Albedo variation from an airplain over several types of surface. — J. Geophys. Res. 67, 2367—2376.

Baumgartner, A., 1956: Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines junges Waldes. — Ber. DWD, Vol. 5, Nr. 28. 1—59.

Baumgartner, A., 1967: The balance of radiation in the forest and its biological function — in TROMP, S. W. — Weihe, W. H.: Biometeorology 2. 2. 743—754.

Baumgartner, A., 1971: Wald als Austauschfaktor in der Grenzschicht. Erde/Atmosphäre-Fortsw. Cbl. 90. 3. 174—182.

Berglung, E. R.—Mace JR: A. C., 1972: Seasonal albedo variation of black spruce and spagnum-sedge bog cover types. — J. App. Meteor. 11. 5. 806—812.

Brogmus, W., 1959: Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Oberfläche. — Deutscher Wetterdiens, Seewetteramt, No. 21.

Budiko, M. I., 1956: Teplovoj balansz zemnoj poverhnoszti. Leningrad, 253.

Burgess, R. L.—O'Nell, R. V., 1975: Eastern Deciduous Forest Biome Progress Report, Sept. 1. 1973. 31, 1974. Enviromental Sciences Oivision, Oak Ridge National Laboratory EDFB/IBP—75 11. Oak Ridge, Tenn., 252.

Conover, J. H., 1965: Cloud and Terrestrial Albedo Determinations from TIROS Satellite Pictures. — J. App. Met. 4.3. 378—386.

Dennead, O. T., 1969: Comparative Micrometeorology of Wheat Field and a Forest of Pinus Radiata. — Agric. Meteorol. 6. 357—371.

DeWaller, D. R.—McGuire, S. G. 1973: Albedo variation of an oak forest in Pennsylvania — Agric. Meteorol. 11. 107—113.

Dolman, A. J., 1986: Estimates of roughness length zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak Canopy-Agric. and Forest Meteorol. 36. 241—248.

van Eimern, J., 1986: Oberflächen-und Lufttemperatur in einem Buchenwald, — Meteorol. Rdsch. 39, 13—24.

Erhardt, O., van Eimern, J., 1983: Strahlungshaushalt eines Buchenwaldes an 5 ausgewählten Strahlungstagen. — Wetter u. Leben 35, 230—234.

Federer, C. A., 1968: Spatial Variation of Net Radiation, Albedo and Surface Temperature of Forest — J. Appl. Meteor. 5. 789—795.

Galoux, A., 1973: Flux d'énergie radiante, conversion et transferts dans l'écosystéme (1964—1967) — Station de Recherches des Eaux et Forest Groenendaal — Hoeilaart Belgigue — Travaux — Série A. 14. 124.

Gay, L. W.—Knoerr, K. R., 1970: Radiation budget of a forest canopy — Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. B. 118. 2. 187—196.

Gay, L. W.—Knoerr, K. R.—Braaten, O., 1971: Solar radiation variability on the floor of Pine plantation. — Agric Meteorol. 8. 39—50.

Grulois, J., 1967: La chenaise de Virelles — Blaimont. Extinction du rayonnement global, tropiemes et parametres foliaires. Bull. Soc. Roy. Bot. Belg. 100. 139—151.

Grulois, J., 1968: La Variation Anuelle du Coefficient d'Albedo des Surfaces Superieures du Peuplement. — Bull. Soc. Roy. Botan. Belgigue 101. 139—153.

Halldin, S.—Grip, H.—Pertta, K., 1979: Model for Energy Exhange of Pine Forest Canopy — In: Halldin (Ed.) Comparison of Forest Water and Energy Exhange Models. ISEM. Coppenhagen, 59—75.

Ivanov, L. A.—Szilina, A. A., 1951: Ob aktinometricseszkom metode opregyelenija transzpiracii lesza. K energetike transzpiracii lesza. Botan. Zsurn. 36. 5, 517—522.

Jakucs, P., 1973: „Síkfőkút Project". Egy tölgyes ökoszisztéma környezetbiológiai kutatása a bioszféraprogram keretén belül. — MTA. Biol. Oszt. Közl. 16. 11—25.

Jakucs, P., 1978: A környezetbiológiai kutatások néhány kérdéséről. MTA Biol. Oszt. Közl. 24. 61—77.

Jakucs, P., 1985: Higher Plants. — (Structure of the forest). Ecology of an oak forest in hungary — Results of „Síkfőkút Project" 1. 108—137. Editor: P. Jakucs, Akad. Kiadó Bpest.

Jarvis, P. G.—James, G. B.—Landsberg, J. J., 1976: Coniferous Forest. — Vegetation and the Atmosphere 2. (Edited by J. L. Monteith) 171—240.

Justyák, J., 1981: Az erdők sugárzásforgalma. Acta Geographica Debrecina. Tomus XVIII—XIX. 209—235. Debrecen.

Kessler, A., 1985: Über die kurzwellige Albedo eines Kiefernwaldes. — Meteorol. Rdsch. 38, 82—91.

Kiese, O., 1972: Bestandsmeteorologische Untersuchungen zur Bestimmung des Wärmehaushalts eines Buchenwaldes — Berichte des Instituts für Heteorologie u. Klimatologie Univ. Hannover, 6. 132.

Konsztantinov, A. R.—Fedorov, Sz. F., 1960: Opüt primennija gradientnüh macst dlja opredelenija iszparenija i teploobmena v leszu — Tr. Gosz. gidrol. in-ta, vüp. 81.

Kung, E. C.—Bryson, R. A.—Lenschow, D. H., 1964: Study of a continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the earh's surface cover over North America, — Mon. Weath. Rev. 92. 543—564.

Lütze,R., 1966:Vergleichende Energieumsatzsmessungen im Walde und auf einer Weise — Arch. Forstwes. 15. 995—1015.

Mayer, H., 1978: Kenngrössen des vertikalen Windprofils in und über einem Fichtenwald. — Agric, Meteorol. 19. No. 4. 275—293.
Miller, D. H., 1955: The heat and water budget of the earth's surface, — Advanc, Geophys. 11. 175—302.
Miller, P. C., 1969: Tests of solar radiation models in three forest canopies — Ecol. 50. 5. 878—888.
Mitscherlich, C.—Moll, W.—Könstle, E.—Maurer, P., 1965: Ertragskundlichökologischen Untersuchungen in Rein- und Mischbestand. — Allg. Forst. Jagdz. 136.
Monyin, A. Sz.—Obuhov, A. M., 1954: Osznovnije zakonomernosztyi peremesivanyija v prizemnom szloje atmoszferi. — Tr. Geofiz. AN. SZSZSZR, No. 24 (151).
Nagy, L., 1972: Sugárzás és hőmérsékletvizsgálatok az újszentmargitai erdőben. — MTA. Biol. Oszt. Közl. 15. 51—60.
Nagy, L., 1985: Weather conditions in the sample area during the research period. Ecology of an oak ferest in hungary — Results of „Síkfőkút Project"1. 58—103. (Editor: P. Jakucs). Akad. Kiadó Budapest.
Privovarova, Z. J.—Guljaev, B. J., 1958: Aktinometricseszkije nabljudanija v leszu. GGO. Vüp 86. 25—37.
Rauner, Ju. L., 1960: O teplovoj balansz lesza. — Izv. Akad. Nauk. SZSZSZR. Ser Georg. 1. 49—59.
Rauner, Ju. L., 1962: K metodike opredelenija szosztavljajuscsih teplovogo balansza lesza. — Teplovoj balansz lesza i polja. Akad. Nauk. SZSZSZR. 104—130.
Rauner, Ju. L., 1976: Deciduous Forest. Vegetation and the Atmosphere 2.) (Edited by J. L. Monteith) 241—264.
Reifsnyder, W. E., 1967: Forest meteorology: the forest energy balance. — Int. Rev. Forestry Res. 2. 127—179.
Schomaker, G. E., 1968: Solar radiation under a spruce and brich canopy during May und June. — Forest Sci. 14. 1. 31—38.
Stanhill, G.—Hofstede, G. J.—Kalma, J. D., 1966: Radiation balance of natural and agricultural vegetation. Qwart. J. Meteor. Soc. 92. 128—140.
Stewart, J. B. 1971: The albedo of a pine forest — Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 97. 414. 561—564.
Tajchmann, S. J., 1967: Energie un Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. — Univ. München, Meteor. Inst. wiss. Mitt. 12. 94.
Tajchmann, S. J., 1972: The radiation and energy balances of coniferous and deciduous forest. — J. appl. ecology. Vol. 9. No. 2, 359—377.
Vezina P. E., 1964: Solar radiation available over snow pack in a dense pine forest. — Agricult. Meteorol. 1. 54—65.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

A tényleges evapotranspiráció átlagos területi értékének becslése*

KOVÁCS GYÖRGY, *Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont, H–1453 Budapest, Pf. 27*

The estimation of the areal average of the effective evapotranspiration. The potential evapotranspiration is considered as a summarized character of climat and surface cirsumstances by traditional methods using for estimation of effective evapotranspiration the give the whole amount of water is able to evaporate from a surface provided there is no kind of obstacles which limits consumption of all available energy during the evaporation. The investigations dealing with the limiting factors first of all with the water available on the surface and in the soil moisture zone and with the transport processes working in roofs, stalks and leaves were in the centre of the researches. ET_A values are expressed as a function of ET_P using variables regarding limiting factors mentioned above (such are plant resistance, water potential or soil mositure deficit). The equations determining the potential evapotranspiration as function of meteorological elements give the wanted value as sum of two terms – radiation and ventilation. The second term is proportional to multiplication of the wind speed and the vapour pressure deficit. The base of the approach using its additional feature is that recognization the potential evapotranspiration – especially its second term of ventilation – decreases considerebly when the evaporation increases on windward side of the area because the increased evaporation causes temperature fall and vapour content rise. Its effect is sensible in rapid decrease of vapour pressure deficit. The potential evapotranspiration isn't allowed to regard as independent factor during the estimation of effective evaporation but quite the contrary ET_P value depends on the effective evaporation on the windward side of an area. So these variables ET_A and ET_P complete each other. The earlier models derived on the basis of the additional feature are useful in practice of the variables used in the equations are interpreted correctly. We have to examine how large is the area if which evaporation influences the value of potential evapotranspiration at a well-determined point, how we can estimate the mean energy of the incident radiation onto the area and the ratio of momentary potential evapotranspiration to its maximum possible value. Analizing these questions we intend to help becoming acquinted with method on the basis of the additional feature and is suggested for estimation of effective areal evapotranspiration.

*

A tényleges evapotranspiráció átlagos területi értékének becslése. A tényleges evapotranspiráció becslésére szolgáló hagyományos módszerek a potenciális evapotranspiráció értékét az éghajlati és felületi adottságok olyan összegzett jellemzőjének tekintik, amely megadja egy területről elpárologható összes vízmennyiségnek felső határát, feltételezve, hogy semmiféle akadály nem korlátozza a rendelkezésre álló energia teljes felhasználását a párolgási folyamatban. A kutatás központjában ezért azok a vizsgálatok álltak, amelyek a korlátozó tényezőknek – elsősorban a felszínen és a talajnedvesség zónájában elérhető víznek, valamint a növények gyökérzetében, szárában és levélzetében kialakuló transzport folyamatoknak – hatását voltak hivatottak feltárni. Ezek eredményeként az ET_A értéket az ET_P függvényében fejezik ki bevezetve olyan változókat, amelyek az említett korlátozó tényezőket veszik figyelembe (ilyenek a növényi ellenállás, a növények vízpotenciálja, a talajnedvesség-hiány).

* A tényleges és a potenciális párolgás kiegészítő jellegén alapuló Morton-féle modell értékelése.

Az összefüggések, amelyek a potenciális evapotranspirációt meteorológiai változók függvényében határozza meg, a keresett értéket általában két tagnak — a radiációs és a ventillációs összetevőnek — az összegeként adják meg. Az utóbbi a szélsebesség és a páranyomáshiány szorzatával arányos. A kiegészítő jelleget felhasználó megközelítés alapja az a felismerés, hogy a potenciális párolgás — különösen annak második ventillációs tagja — lényegesen csökken, amikor a szél felöli területen a tényleges párolgás növekszik, mert a nagyobb párolság következménye a hőmérséklet csökkenése és a páratartalom növekedése. Ennek hatása pedig a páranyomáshiány gyors csökkésében mutatkozik. A tényleges párolgás becslésekor tehát nem tekinthetjük a potenciális párolgást független változónak, hanem éppen ellenkezően az ET_P érték függ a szél felőli terület tényleges párolgásától. Így a két változó — az ET_A és ET_P — egymást kiegészítő érték. A kiegészítő jelleg alapján levezetett korábbi modellek gyakorlati alkalmazásának előfeltétele az összefüggésekben szereplő változók helyes értelmezése. Ennek során vizsgálnunk kell, milyen kiterjedésű az a terület, amelynek tényleges párolgása befolyásolja egy megadott ponton mért potenciális párolgás értékét, milyen módon becsülhetjük a területre érkező átlagos sugárzás energiáját és hogyan becsülhetjük a pillanatnyi potenciális párolgásnak a lehetséges legnagyobb értékhez viszonyított arányát. Ezeket a kérdéseket elemezve arra törekszünk, hogy elősegítsük a tényleges területi párolgás becslésére javasolt, kiegészítő jellegen alapuló módszer megismerését és széles körű alkalmazását.

*

A kiegészítő jellegen alapuló megközelítés alapelve. A potenciális és a tényleges párolgás kiegészítő jellegének gondolatát *Bouchet* (1963) vetette fel és *Morton* (1965) közölte az első ilyen alapon kidolgozott modellt. Az ezt követő vita (*Christiansen*, 1966; *Solomon*, 1966; 1967; *Fortin* és *Seguin*, 1975; *Seguin*, 1975) néhány elemét és adatát, valamint az új megközelítési mód alkalmazhatóságának igazolására szolgáló újabb kutatások eredményeit (*Morton*, 1975; 1976; 1978) felhasználva *Morton* két tanulmányban ismertette az evapotranspirációnak (*Crae* és *Morton*, 1983a), illetőleg a szabad vízfelszín párolgásának (*Crae* és *Morton*, 1983b) számítására javasolt eljárást.

A tényleges párolgás (ET_A) becslésére szolgáló hagyományos módszerek a potenciális evapotranspiráció (ET_P) értékét olyan összevont jellemzőnek tekintik, amely a klíma és a felszín állapotát kifejezve megadja a párolgás lehetséges felső határát, feltételezve, hogy semmi sem korlátozza a rendelkezésre álló energiának felhasználását a párolgási folyamatban. A kutatás központi feladatának tekintették ezért, hogy felderítsék azokat a korlátozó tényezőket, amelyek gátolják ennek a felső határnak elérését. Ezek sorában elsősorban a felszínen és a felső talajzónában rendelkezésre álló víz mennyisége, valamint a növényen belül a vizet a gyökértől a levelekig szállító fiziológiai folyamatok az uralkodók. Ezeknek a kutatásoknak eredményeként az ET_A értéket az ET_P függvényeként adják meg, bevezetve egy egységnél kisebb szorzó tényezőt, amely ezeknek a korlátozó tényezőknek a hatását hivatott kifejezésre juttatni. Ilyen tényezők a növényzet belső ellenállása (*Monteith*, 1965; *Thom* és *Oliver*, 1977) a növény vízpotenciálja (*Federer*, 1975), vagy a talajnedvesség-hiány (*Antal*, 1968; 1972; *Antal* és *Kozmáné*, 1980).

Az energiamérleg és a transzport egyenletek elméleti alapjait felhasználva születtek meg a ET_p érték számítására szolgáló ún. összevont módszerek, amelyek közül a legismertebb *Penman* (1948) egyenlete. Ez, és a hasonló, módosított, javított összefüggések (pl. *Monteith*, 1965; *Rijtema*, 1965; *Doorenbos* és *Pruitt*, 1977) a potenciális evapotranspirációt a radiációs (ET_R) és a ventillációs (ET_V) összetevő összegeként adják meg:

$$ET_P = ET_R + ET_V \qquad (1)$$

Az összeg első tagja arányos a látens és az érzékelhető hőfluxus fenntartásához közvetlenül rendelkezésre álló energiával:

$$ET_R = A\frac{R}{\lambda};\ R = \lambda E + H = Q + G - \frac{\partial S}{\partial t}; \tag{2}$$

ahol Q a radiáció eredője, G a föld belsejéből érkező hőfluxus, – ami általában elhanyagolható, mert nem éri el a sugárzási mérleg 3%-át (*Shuttleworth* et al, 1984) –, $\partial S/\partial t$ jelképezi a felszín alatt és a növényzet tömegében tárolt hő változását, λE a látens, H az érzékelhető hőfluxus és λ a víz elpárologtatásához szükséges fajhő. A ventillációs term az u szélsebesség és a páranyomás hiány szorzatának függvényeként adható meg

$$ET_V = B\frac{u(e_{0A} - e)}{\lambda}; \tag{3}$$

ahol e_{0A} az észlelt T_A léghőmérséklethez tartozó telítési páranyomás, e pedig a ténylegesen mért páranyomás. A potenciális párolgás modelljének ez a szerkezete általában elfogadott az irodalomban. A különböző javasolt módszerek eltérése általában csak a két arányossági tényezőnek (A és B) értelmezéséből és számszerűsítéséből fakad.

A kiegészítő jelleget felhasználó módszer alapja az a tény, hogy az 1–3. egyenletek szerint az ET_P érték függvénye a levegő páratartalmának és hőmérsékletének: a hőmérséklet növekedésével növekszik (mivel nagyobb e_{0A} tartozik a magasabb hőmérséklethez) és csökken, amikor a tényleges páratartalom növekszik. Figyelembe kell venni azonban, hogy mind a léghőmérsékletet, mind a páratartalmat befolyásolja az ET_P megfigyelésére szolgáló állomás szélfelőli oldalán levő terület tényleges párolgása. A nagyobb ET_A következménye a hőmérséklet csökkenése és a páratartalom növekedése, tehát az közvetetten az ET_P érték csökkenését okozza. Nem tekinthetjük ezért a potenciális párolgást független változónak az ET_A érték becslésekor, hanem a hagyományos megközelítési móddal ellentétben azt kell figyelembe vennünk, hogy az ET_P mint ok kapcsolódik a megfigyelési ponton észlelt klímajellemzőket befolyásoló terület tényleges párolgásához, mint okozathoz.

Morton modelljének ismertetése

Az előzőkben kifejtett ok és okozati kapcsolat alapján *Morton* modelljének kiinduló hipotézise szerint az ET_A érték növekedése az ET_P csökkenésével egyenlő:

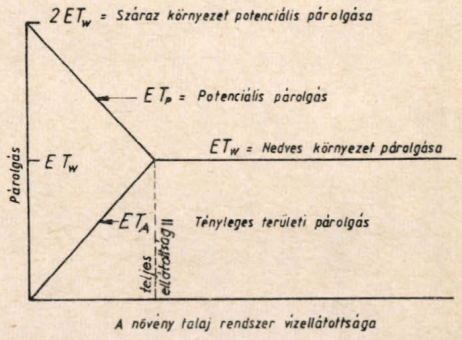
$$\partial ET_P = -\partial ET_A \tag{4}$$

A differenciálegyenlet integrálásakor határfeltételként figyelembe veszi, hogy az ET_P maximuma akkor alakul ki, amikor ET_A zérus, míg az ET_A maximumát akkor éri el, ha a vízellátás a növényzet és a talaj rendszerében nem korlátozott, és ezért a levegő párával telített ($e = e_{0A}$). Ennek a feltételnek következménye, hogy az ET_P minimuma a radiációs összetevővel egyenlő és ebben az esetben a tényleges és potenciális párolgás egyenlő ($ET_{PMIN} = ET_{AMAX} = ET_R$) (*Morton* a potenciális párolgásnak ezt a minimumát a nedves környezet evapotranspirációjának nevezte, és ET_Wvel jelölte, tehát $ET_W = ET_R$).

Az említett határok között végrehajtott integrálás eredménye azt mutatja, hogy az $ET_{W\,MAX}$ érték az ET_W kétszerese. Minthogy ebben az esetben $ET_A = 0$, ebből következik, hogy a potenciális és a tényleges párolás összege ezen a határon ugyancsak a nedves környezet evapotranspirációjának kétszerese. A másik szélső esetben, amikor az ET_P minimumához, az ET_A maximumához tart – és mindkettő az ET_W-vel egyenlővé válik – ugyanez az egyenlőség fennáll. A modell levezetéséhez felhasznált második munkahipotézis szerint a két határhelyzetet jellemző egyenlőség a teljes tartományra érvényes *(1. ábra)*:

$$ET_A + ET_P = 2ET_W = 2ET_R \qquad (5)$$

A két feltételezés megbízhatóságát *Morton* számos megfigyelési adat elemzésével igazolja különböző publikációiban. Összeveti két állomás kádpárolgási

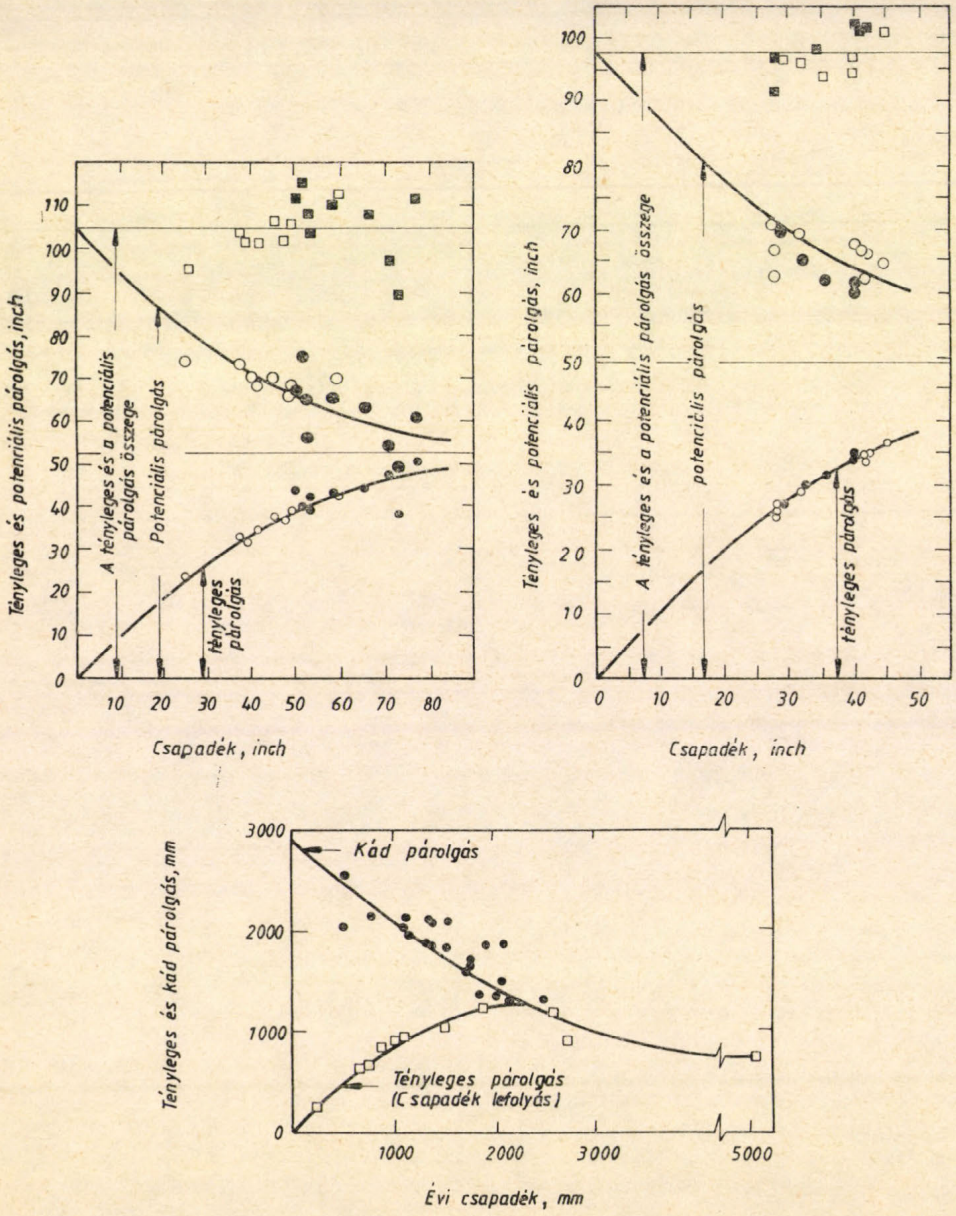


1. ábra: A területi és a potenciális párolgás kiegészítő kapcsolatának elvi vázlata

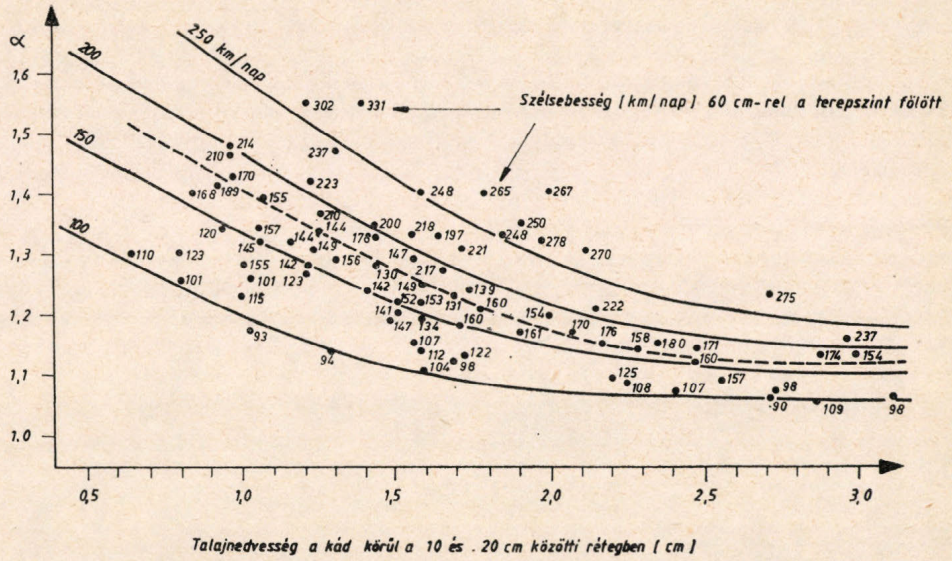
adatait (a két állomás azonos klímazónában helyezkedik el, a sugárzás tehát csaknem egyező, azonban az egyik sivatagi környezetben helyezkedik el, a másik körül a talaj és a növényzet vízzel jól ellátott) megállapítva, hogy a párolgás aránya az első félévben 1,75, július és december között pedig 1,92. Egy másik mérés adatai szerint – amelyet evaporációs tálakkal hajtottak végre és így ezek eredményei is az E_PT értékre jellemzők, – mért párolgás gyorsan csökkent, amint a szélirányban mért távolság növekedett egy olyan öntözött terület peremétől, amelyet sivatag vett körül. A 300 m-en belül mért csökkenés függött az öntözött talaj nedvességállapotától is: száraz talaj fölött volt a legkisebb (1,45), a viszonylag nedves állapotot 1,67-es arány jellemezte és a legnagyobb csökkenést (1,89) teljesen átnedvesedett talaj fölött észlelték *(Davenport* és *Hudson*, 1967). Talán a legmeggyőzőbbek azok a példák, amelyek az ET_P és ET_A összetartozó mért értékeit szemléltetik az évi átlagos csapadék függvényében (amely változót a párát szolgáltató rendszer vízellátottságát közvetlen jellemző értéknek tekinthetjük). Az ábrákat *Solomon* (1967), illetve *Giusti* (1978) szerkesztette és itt *Morton* (1983a) közleménye alapján mutatjuk be *(2. ábra)*. A kapcsolatok szerkezete gyakorlatilag megegyezik *Morton* modelljének az 1. ábrán bemutatott elvi vázlatával. *Morton* példái kiegészíthetők *Mukammal* és *Neumann* (1977) méréseivel. Ők azt vizsgálták, hogy a *Priestley–Taylor* egyenlet (1972) α tényezője miként függ a szélsebességtől és az A típusú kádat körülvevő talaj nedvességtartamától (ugyanis az α értéket A típusú kád napi értékeiből számították, *3. ábra*). A legnagyobb mért érték ($\alpha_{max} = 1{,}57$) 1,25-ször volt nagyobb az eredetileg javasolt átlagos jellemzőnél ($\bar{\alpha} = 1{,}26$) és 1,48-szorosan haladta meg a megfigyelt

legkisebb értéket ($\alpha_{min} = 1{,}06$). A görbék azt is jelzik, hogy a legkisebb és a legnagyobb érték aránya még nagyobb lehet, ha a megfigyelés során kialakult helyzeteknél szélsőségesebb állapotok (250 km/d értéket meghaladó szélsebesség és 0,5 cm-nél kevesebb víztartalom a felső talajrétegben) befolyásolják a párolgást.

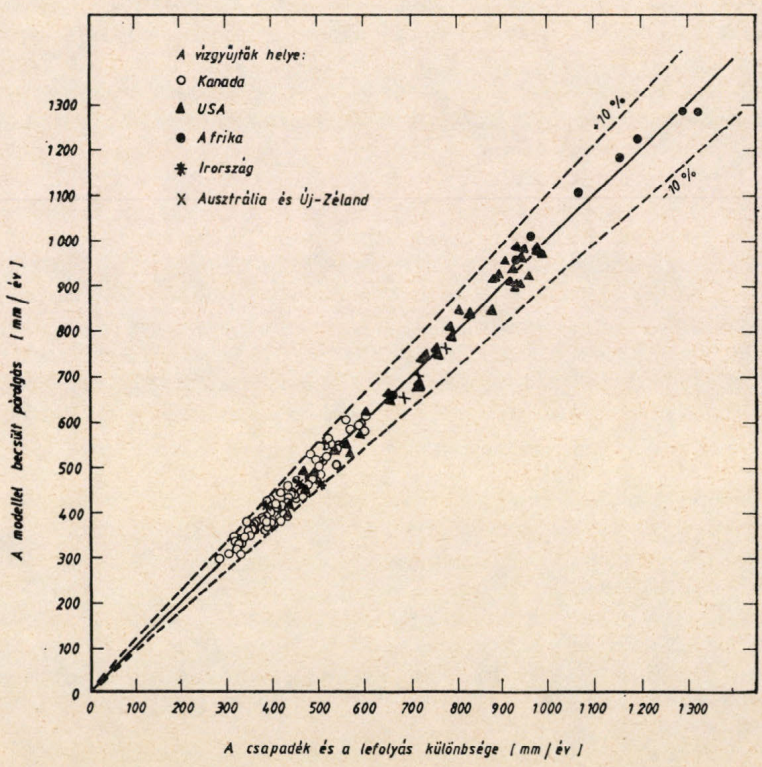
Amint ezt dolgozataiban rögzítette, *Morton* fő törekvése az volt, hogy könnyen kezelhető és a meglévő rendszeres meteorológiai észlelésekre alapozott becs-



2. ábra: A potenciális és a tényleges párolgás a csapadék függvényében



3. ábra: A Priestley-Taylor egyenlet α tényezőjének változása a szélsebesség és a nedvességtartalom függvényében



4. ábra: Számított és mért értékek összehasonlítása (143 vízgyűjtő alapján)

lési módszert találjon a tényleges párolgás meghatározására mindaddig, amíg a talaj-víz-növényzet rendszerben lezajló bonyolult folyamatok jobb megismerése lehetővé nem teszi a tényleges okozati összefüggések megbízható leírását. Ezért folytatta kutatásait az 5. egyenletben szereplő független változók (ET_P, ET_W) meghatározása érdekében. Ennek során fokozatosan javította a javasolt modell szerkezetét, amelynek részleteit számos dolgozatban ismertette (*Morton*, 1965; 1968; 1970; 1971; 1975; 1976; 1978; 1983a; 1983b). A rendszeres észlelések adatainak felhasználásán kívül az is előnye módszerének, hogy nem kell a paramétereket optimalizálni a helyi adottságok szerint. Egyértelmű fizikai értelmezésük lehetővé teszi a gyűjtött adatok közvetlen használatát és ez biztosítja az összefüggés egyetemes alkalmazhatóságát. Ezt a *4. ábrán* bemutatott grafikon igazolja, ahol a javasolt módszerrel hónapról hónapra számított értékekből képzett átlagos évi párolgást hasonlította a vízgyűjtők lefolyási hiányaként meghatározott átlagos évi párolgáshoz. A világ különböző régióiból gyűjtött nagyszámú adat szerint a kétféle módon számított érték eltérése 10%-nál kisebb.

Morton modelljének javasolt módosítása

Egyik tanulmányában *Morton* (1978) felhívja a figyelmet arra, hogy néhány korábban javasolt közelítése esetleg ellentmondásra vezethet (pl. a *Priestley–Taylor* egyenlet használata a radiációs összetevő számítására egyenértékű annak feltételezésével, hogy a páranyomáshiány arányos a sugárzási egyenleggel, írja – ami talán nem is olyan ellentmondásos legújabb vizsgálataink szerint, amennyiben szabad vízfelület párolgását vizsgáljuk amire az említett egyenlet valóban vonatkozik), Az ilyen ellentmondások kiküszöbölése érdekében néhány további változót vezet be, talán kissé mesterkéltnek tűnően (pl. a sugárzási egyenleg növelése érdekében egy állandóval növeli a 2. egyenlet A tényezőjét mondván, hogy ezzel a hőtározás és az advekciót igyekszik figyelembe venni).

Úgy véltük, hogy *Morton* kiindulási feltételének (4. egyenlet) kis módosításával nemcsak ezek az ellentmondások küszöbölhetők ki új változók bevezetése nélkül, hanem az egész közelítésmód értelmezését és gyakorlati alkalmazását is segíthetjük. Ugyanakkor az új közelítés végeredménye nem lényegesen tér el az eredeti javaslatától, így mindazok a gyakorlati igazolások, amelyekről már említést tettünk, a módosított eljárás megbízhatóságát is alátámasztják.

Feltételezhetjük, hogy a hőmérséklet és a páratartalom változása a potenciális párolgás két összetevője közül lényegesen csak az ET_V értéket módosítja, az ET_R változása ehhez képest elhanyagolható. Ennek az állításnak az igazolására közelítő számítást végeztünk, ami azt mutatta, hogy – a gyakorlatban előforduló hőmérséklet-tartományban – a radiációs összetevő változása a felület hőmérsékletének és a léghőmérsékletnek változása következtében ellentétes, és így részben kompenzálja egymást, az eredő értéke pedig a ventillációs taghoz viszonyítva mindössze néhány százalék.

Elfogadhatjuk tehát a hipotézis leszűkítését az ET_A és az ET_V kapcsolatára és azt sem kell megkívánnunk, hogy ezek változása azonos, csupán arányos legyen (hiszen két folyamat, a hőmérséklet és a páratartalom-változás együtt teremt kapcsolatot a két változó között és ezért a differenciális értékek azonossága nem feltétlenül bizonyítható):

$$\partial ET_V = -C\partial ET_A \qquad (6)$$

és integrálás után

$$ET_V = -CET_A + D \tag{7}$$

A D integrálási állandót abból a feltételből határozhatjuk meg, mely szerint a ventillációs tag zérus, amikor a levegő párával telített. Ez a körülmény akkor következhet be, ha a szélfelőli befolyásoló terület egészén a felület vízellátottsága korlátlan, kialakulhat az ET_A maximuma, ami egyben azonos az ET_P-vel, ami viszont ebben az esetben a minimális értékre csökken és a radiációs összetevővel válik egyenlővé:

$$D = C \cdot ET_R; \quad \text{mert } ET_P = ET_A = ET_R, \quad \text{amikor } ET_V = 0 \tag{8}$$

Megjegyezzük, hogy kérdéses, vajon ilyen teljes telítődés a természetben bekövetkezik-e, vagy számolnunk kell esetleg az $ET_{V\,MIN}$ véges alsó korlátjával. Erre választ nagy, szabad vízfelületek szélfelőli és átellenes oldalán egyidejűleg megfigyelt adatok feldolgozásával adhatunk. A vizsgálathoz a Balaton jó föltételeket kínál és az elemzéseket a közeljövőben ilyen irányban folytatni kívánjuk. A zérustól eltérő alsó korlát bevezetése is figyelembe vehető egyébként az integrálási állandó meghatározása során. Ez jellegében a végső összefüggést (11. egyenlet) nem módosítja, csupán szerkezetét teszi bonyolultabbá.

A C szorzó tényező meghatározására a másik határfeltételt kell felhasználnunk, amely szerint az ET_A érték akkor növekszik a maximumig, amikor a befolyásoló területen a tényleges párolgás zérus. Minthogy feltételeztük, hogy a sugárzási összetevő független az ET_P-tól az utóbbi zérus volta a ventillációs összetevő maximumát ($ET_{A\,MAX}$) biztosítja. Ebből következik, hogy

$$C = \frac{ET_{V\,MAX}}{ET_R}; \quad \text{mert } ET_P = ET_R + ET_{V\,MAX}, \quad \text{amikor } ET_A = 0 \tag{9}$$

A 9. egyenlet világosan mutatja, hogy eszerint a ventillációs összetevő maximuma és a sugárzási egyenleg között kell feltételeznünk arányosságot. Az ilyen kapcsolat léte pedig nem tűnik ésszerűtlen hipotézisnek. Az is igazolható, hogy $C = 1$ föltétel esetén az eredeti modellt kapjuk vissza, míg különböző C érték használata egyben megszabja a maximális potenciális párolgás és a nedves környezet evapotranspirációjának arányát:

$$ET_{P\,MAX} = ET_R + ET_{V\,MAX} = ET_R(1 + C)$$

$$\frac{ET_{P\,MAX}}{ET_W} = 1 + C; \quad \text{mert } ET_W = ET_R \tag{10}$$

Minthogy a korábban idézett gyakorlati példák csupán azt jelezték, hogy ez az arányszám kettő körül alakulhat, és nem azt, hogy pontosan kettő, a C tényezőnek az egységtől való kis eltérése nem mond ellent ezeknek a megfigyeléseknek.

A keresett végeredmény elérése érdekében össze kell vonnunk a 7. a 8. és a 9. egyenletet. Eszerint

$$ET_A = ET_R\left(1 - \frac{ET_V}{ET_{V\,MAX}}\right); \tag{11}$$

azaz a megfigyelési helyet befolyásoló területen kialakuló átlagos tényleges evapotranspiráció arányos a potenciális párolgás sugárzási összetevőjével. Az ará-

nyossági tényező a kérdéses terület széllel átellenes oldalán mért ventillációs összetevőnek a lehetséges maximális ventillációs értékhez viszonyított arányából számítható.

A modellben szereplő független változók értelmezése

A 11. egyenletben a tényleges párolgás becsléséhez szükséges független változók két csoportra osztva jelennek meg éppen úgy, mint az ET_P számítására javasolt összefüggésekben. A radiációs összetevő a 3. egyenletben adott értelmezéssel szerepel itt is, míg a ventillációs összetevőt viszonyítanunk kell annak várható legnagyobb értékéhez. (Amennyiben a további kísérletek a ventilláció véges alsó korlátját igazolnák, ennek a tényezőnek a szerkezete változik és megjelenik az $ET_{V\ MIN}$ érték is.) Mielőtt azonban rátérnénk annak elemzésére, hogy a két összetevő számításához milyen megfigyelési adatok szükségesek, vizsgálnunk kell a 11. egyenlet felhasználásakor alkalmazandó idő- és térléptéket, azt tehát, hogy milyen időlépésekre integrálva kapunk elfogadható pontosságú becslést és melyik az a terület, amit az így számított átlagos ET_A valóban jellemez.

Minden esetben, amikor a radiációs összetevőt nem a hőmérleg összetevőinek részletes mérése alapján számítjuk, hanem rendszeresen megfigyelt meteorológiai adatokból, a legkisebb alkalmazható időegység egy nap. Ilyenkor ugyanis a tárolt hőkészlet $\partial S/\partial t$ változását elhanyagolhatjuk a második egyenletben, mert ugyan a napközi ingadozás jelentős, a 24 órás időközökre számított érték azonban csak kivételesen ritka helyzetekben éri el a többi adat lehetőséges hibahatárát. Napi átlagos adatokat használva a számítás véletlen jellegű hibája még jelentős lehet a napi tényleges területi párolgáshoz viszonyítva, amikor azonban hosszabb időszakra összegezzük a napi értékeket, a véletlen hibák egymást kompenzálják. A meteorológiai helyzet hirtelen változásainak hatása (pl. esős és száraz napok váltakozása, a felhőborítottság különbségei, hideg vagy meleg légtömegek mozgása) ugyancsak kiegyenlítődik. Minthogy a vízmérleg elemzésekben általában kielégítő, ha az időbeli felbontást havi egységekben vizsgáljuk, a havi párolgási összegnek — illetve a hónapok különböző hosszát kiküszöbölendő a vizsgált hónapot jellemző napi átlagos párolgásnak — a számítása tanácsolható. Ehhez a megfigyelt meteorológiai adatok napi átlagos értékeit használhatjuk, bár szükséges olyan érzékenységi vizsgálatok végzése, hogy okoz-e szabályos hibát, ha ezt az átlagot nem folyamatos regisztrátumok alapján határozzuk meg, hanem terminus értékekből. (Pl. milyen eltérés következik abból, hogy a léghőmérséklet napi átlagának számításához általában négy, a vízhőmérséklet esetében három leolvasás áll rendelkezésünkre).

Amint már említettük, a 11. egyenletben a radiációs és a ventillációs összetevő területi értelmezése különböző. Az ET_R a vizsgált terület átlagos állapotát jellemzi, az ET_V, illetve az $ET_{V\ MAX}$ értéket a terület széllel átellenes peremén kell meghatároznunk, mert ezek a területen belül változó felszíni feltételeknek összegezett hatását képviselik. Hidrológiai hasonlatot használva, a ventillációs összetevő a vízszintes transzport folyamatot méri, mint a vízgyűjtő zárószelvényében mért vízhozamot, míg a radiációs összetevő a területen elosztottan jelentkező mennyiségek területi átlagát adja, aminek megfelelője a vízgyűjtőn például az átlagos csapadék. Ezt az értelmezést szem előtt tartva megállapíthatjuk, hogy az ET_R érték számítása nem befolyásolja a területi méret felvételét, az ET_V érték azonban megszabhatja annak a területnek a kiterjedését, amelyet egy megfigyelő állomással jellemezhetünk (a hidrológiai hasonlatot folytatva, meg kell

határoznunk a megfigyelési ponthoz tartozó vízgyűjtő – most a tényleges evapotranspirációból származó párát gyűjtő – terület határát). Ennek a kapcsolatnak a feltárásához még további kutatások szükségesek.

Az ET_R érték meghatározásához az átlagos havi sugárzási egyenleg ismerete elégséges, hiszen a földi hőfluxus általában elhanyagolható és – a választott nagy időlépcső esetén – a tárolt hőkészlet változásának hatása sem számottevő. Néhány meteorológiai állomáson közvetlen sugárzásmérések állnak rendelkezésünkre, másutt az egyenleget általános klímajellemzők alapján becsülhetjük, amint ezt *Morton* (1983a) is javasolta. Folyamatban levő kutatásaink föltételezni engedik, hogy a párolgásmérő kádak vízhőmérséklet-adatait is felhasználhatjuk a sugárzási egyenleg pontszerű értékének közelítésére. Bármelyik módszert alkalmazzuk is, azt feltétlenül figyelembe kell vennünk, hogy a radiációs összetevő a vizsgált terület átlagos jellemzője, ezért a felületi adottságok változékonyságát – például az albedó függőségét a felszín borítottságától és állapotától – be kell vonnunk a számításainkba. Egy másik megoldandó feladat a 2. egyenlet A szorzótényezőjének meghatározása. Az irodalomból számos erre vonatkozó javaslat ismert. Ki kell azonban választanunk közülük azt, ami egyszerű és megbízhatósága arányban van az egész modellel elérhető pontossággal.

A ventillációs összetevő számításakor a 3. egyenlet B szorzótényezőjének számítása nem okoz hasonló gondot, jóllehet annak értelmezése az irodalomban lényegesen bizonytalanabb, mint az A tényezőé. Ebben az esetben azonban nem közvetlenül helyettesítjük a ventillációs összetevőt, hanem azt viszonyítjuk a valószínű maximumához. Ezért elégséges, ha az ET_V érték helyett csak a szélsebesség és a páranyomáshiány szorzatát használjuk:

$$\frac{ET_V}{ET_{V\,MAX}} = \frac{u(e_{0A}-e)}{[u(e_{0A}-e)]_{MAX}} \tag{12}$$

A szélsebesség és a páranyomás-hiány számításához szükséges hőmérséklet-értékeket rendszeresen mérik a meteorológiai állomásokon. A legtöbb esetben hosszú adatsorok állnak rendelkezésünkre ahhoz, hogy meghatározzuk a szorzat valószínűségi eloszlását és becsüljük adott valószínűséggel bekövetkező értékét. Megoldásra váró feladat azonban a szorzat valószínű maximumának értelmezése. Nedves környezetben – pl. nagy tó közelében – a megfigyelt legnagyobb páranyomáshiány is még lényegesen kisebb lehet, mint a zérus tényleges párolgáshoz tartozó érték. Az $[u(e_{0A}-e)]_{MAX}$ érték elfogadható becslésének módszere hasonló lehet a lehetséges legnagyobb csapadék meghatározásához: összegyűjtjük az éghajlatilag homogén régió minden állomásának adatát (ebben az esetben a homogenitás a közel azonos sugárzási adottságokat jelenti) és azokat egy halmazba vonjuk össze. Feltételezhető, hogy ennek a halmaznak elemeihez illesztett valószínűségi eloszlás az $ET_{V\,MAX}$ elfogadható becslését adja, ha száraz területet jellemző állomás aszályos időszakra vonatkozó adatait is tartalmazza a halmaz. A vázolt elemzés pontos módszertanának kidolgozása még további kutatást igényel.

Következtetések

Elemzésünk végső következtetéseként megállapíthatjuk, hogy a potenciális és a tényleges párolgás kiegészítő jellegén alapuló megközelítés az ET_A becslésének ígéretes módszere, ami a talaj-víz-növényzet rendszer folyamatainak jobb

megismeréséig a tényleges folyamatok leírásán alapuló modelleket helyettesítheti. *Morton* javasolt eljárása a kiindulási feltétel kis módosításával tovább egyszerűsíthető és az adatigény a rendszeres meteorológiai megfigyelések által szolgáltatott információra szűkíthető.

Az így levezetett összefüggés fontos jellemzője az, hogy a radiációs, illetve a ventillációs összetevő térmérete különböző módon értelmezett. ET_R egy átlagos változó, ami a tényleges – területileg elosztott és a felületfajtájától, állapotától függő – energiakészletet jellemzi, míg az ET_V érték a felületi adottságoknak a széllel átellenes peremen összegezett hatását írja le. Amikor a modellbe helyettesítendő adatokat gyűjtjük, ezt az eltérést feltétlenül szem előtt kell tartanunk.

Van azonban néhány megoldatlan kérdés, amelyeknek tisztázása feltétlenül szükséges ahhoz, hogy az eljárás a gyakorlatba általánosan bevezethető legyen. Ezek közül a következők említhetők mint legfontosabb tényezők:

– A modell egyszerűsítése érdekében bevezetett új feltételezések helytálló-e (pl. a ventillációs összetevő alsó korlátja zérus-e, vagy ettől eltérő véges érték), és ha nem, milyen további módosításokkal alakítható ki az a megbízható egyszerű módszer, amelyet a gyakorlatban a tényleges párolgás területi átlagának becslésére használhatunk?

– Hogyan jelölhető ki annak a területnek a nagysága és határa, amelynek átlagos párolgását a meghatározott ponton levő meteorológiai állomás adataiból számított ET_V értékkel jellemezhetünk?

– Melyik a legmegfelelőbb (egyszerű és mégis kielégítő pontosságot nyújtó) módszer, amelyet a radiációs összetevő becslésére felhasználhatunk?

– Milyen módon vehetjük figyelembe a felszín egyes szakaszainak eltérő állapotát akkor, amikor a terület átlagos sugárzási egyenlegét kívánjuk meghatározni?

– Hogyan vonhatjuk össze egy régió több állomásának adatait egyetlen halmazzá az ET_V érték valószínű maximumának számítása érdekében?

Kutatásainkat folytatjuk, remélve, hogy a felsorolt kérdésekre mielőbb választ adhatunk. Abban is bízunk, hogy ezek a vizsgálatok egyben további példákat szolgáltatnak majd a kiegészítő jellegen alapuló megközelítési mód alkalmazhatóságának és általános – helyi adottságoktól független – jellegének igazolásához.

IRODALOM

Antal E., 1968: Új módszer a potenciális evapotraspiráció számítására. Beszámoló az 1967-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ. Vol. 34. Budapest.

Antal E., 1972: Meteorológiai modell az öntözési időpont előrejelzésére. Beszámoló az 1969-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ Vol. 36. Budapest.

Antal E. és *Kozmáné Tóth, E.*, 1980: Klimatológiai módszer a területi párolgás számítására. *Időjárás*. Vol. 84. No 2.

Bouchet, R. J., 1963: Evapotraspiration réelle et potentielle, signification climatique. Proceedings of IAHS General Assembly, Berkley, IAHS Publications No. 62.

Christiansen, J. E., 1966: Discussion of Potential Evaporation and River Basin Evaporation. Journal of Hydraulic Division, Proceedings of ASCE. No. 92. (HY 5).

Crae and *Morton, F. J.*, 1983a: Operational Estimates of Areal Evapotranspiration and their Significance to the Science and Practice of Hydrology. Journal of Hydrology, Vol. 66.

Crae and *Morton, F. J.*, 1983b: Operational Estimates of Lake Evaporation. Journal of Hydrology. Vol. 66.

Davenport, D. C. and *Hudson, J. P.*, 1967: Changes in Evaporation Rates Along a 17 km Transect in the Sudan Gezira. *Agricultural Meteorology*, No. 4.

Doorenbos, J. and *Pruitt, W. O.*, 1977: Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 24. Rome.

Federer, C, A., 1979: A Soil-plant-atmosphere Model for Transpiration and the Availability of Soil Water. Water Resources Research, No. 18 (3).

Fortin, J. P. and *Sequin, B.*, 1975: Estimation de l'ETR régional a partir de l'ETP local: utilisation de la relation de Bouchet a différantes échelles de temps. *Annales Agronomiques* No. 26 (5).

Giusti, E. V., 1978: Hydrology of the karst of Puerto Rico. USGS Professional Papers No. 1012.

Monteith, J. L., 1965: Evaporation and Environment. In the State and Movements of Water in Living Organisms. Proceedings of 19th Symposium of SEB. Cambridge University Press, London.

Morton, F. J., 1965: Potential Evaporation and River Basin Evaporation. Journal of Hydraulic Division, Proceedings of ASCE. No. 91. (HY 6).

Morton, F.J., 1970: Catchment Evaporation as Manifested in Clymatologic Observations. Proceedings of IAHS Symposium, Reading, IAHS Publications No. 93.

Morton, F. J., 1971: Catchment Evaporation and Potential Evaporation – Further Development of a Climatic Realtionship. Journal of Hydrology. No. 12.

Morton, F. J., 1975: Estimating Evaporation and Transpiration from Climatological Observations. Journal of Applied Meteorology, No. 14 (4).

Morton, F. J., 1976 Climatological Estimates of Evapotranspiration, Journal of Hydraulic Division, Proceedings of ASCE, No. 102. (HY 3).

Morton, F. J., 1978: Estimating Evapotranspiration from Potential Evaporation: Practicability of an Iconoclastic Approach. Journal of Hydrology, No. 38.

Mukammal, E. and *Neumann, H. H.*, 1977: Advective Effects Influencing the Evaporation of a Class A Pan. WMO Seminar on Areal Evapotraspiration, Budapest.

Penman, H. L., 1948: Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. Proceedings of Royal Society, London. Ser. A. No.193.

Priestley, C. H. B. and *Taylor, R. J.*, 1972: On the Assessment of the Surface Heat Flux and Evaporation Using Largescale Parameters. Monthly Weather Review, No. 100.

Rijtema, P. E., 1965: An Analysis of Actual Evapotranspiration. Agricultural Research Report, No. 659. Wageningen.

Sequin, B., 1975: Influence de l'évapotranspiration régio nalsurlamesurelocaled'évapotranspiration potentielle. Agricultural Meteorology, No. 15.

Shuttleworth, W. J. et al., 1984: Eddy Correlation Measurements of Energy Partition for Amazonian Forest. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society. No. 110.

Solomon, S., 1966: Discussion of Potential Evaporation and River Basin Evaporation. Journal of Hydraulic Division, Proceedings of ASCE, No. 92 (HY 5).

Solomon, S., 1967: Relationship between Precipitation, Evaporation and Runoff in Tropical Equatorial Regions. Water Resources Research, No. 3 (1).

Thom, A. S. and *Oliver, H. R.*, 1977: On Pennan's Equation for Estimating Regional Evaporation. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, No. 103.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

Vízgazdálkodás, melioráció, agrometeorológia

PETRASOVITS IMRE, *Agrártudományi Egyetem, H–2103 Gödöllő, Páter Károly u. 1*

Water economy, melioration, agricultural meteorology. The agroecological potential is the integrated index of social standard of value of an area used in agriculture. The maximum yield value has been produced by a concrete plant under a well-defined weather conditions means the practical agroecological potential of an agricultural area. This record yield is limited by the nature of the site and not by the biological potential of species nor the level of the agrotechnics. The restricting factors of the site are the climate (yearly weather) and the elements of soil and the agro-hydropotential as sub-systems. The task of the melioration and the water economy intervention is preventing and reducing their restrictive influence. The purpose of the water economy and water balance regulation in the fields is prepare of a relative equilibrium between maximum income (precipitation) and maximum loss (evapotranspiration) of water balance equation. The melioration is the system of complex measures causes permanent growth of agroecological potential. The melioration wants and means efficient combination of areal and temporal measures of climate-soil-hydro-improvement. The development and practical use of water economy and melioration as science put some new questions to the science and service of (agricultural) meteorology and ask for interdisciplinary useful answers.

*

Vízgazdálkodás, melioráció, agrometeorológia. A mezőgazdasági hasznosítású földterületek társadalmi értékmérő tulajdonságának integrált mutatója: agroökológiai potenciáljuk. Egy mezőgazdasági terület gyakorlati agroökológiai potenciálja alatt valamilyen valószínűségi időjárási feltételek között, üzemi méretekben, konkrét referencia növény már elért maximális terméshozamát értjük. Ezt a rekordtermést nem a fajta biológiai képessége és nem az alkalmazott termesztéstechnológia színvonala, hanem a termőhelyi adottságok limitálják. A termőhelyi korlátozó tényezők az éghajlati (az egyes évek szintjén időjárási), nemkülönben a talaj- és agro-hidro-potenciálok, mint alrendszerek keretében jelentkezhetnek. Korlátozó hatásuk tartós megelőzése, mérséklése a vízgazdálkodási és a meliorációs beavatkozások feladata. A táblaszintű vízgazdálkodás-vízháztartás szabályozás célja a klíma-időjárás érzékeny vízháztartási egyenlet legnagyobb beviteli (csapadék) és legnagyobb kiadási (evapotranspiráció) tételei közötti viszonylagos egyensúlyának előkészítése. A melioráció az (agro) ökológiai potenciál tartós növelését eredményező komplex beavatkozások rendszere. A melioráció a klíma-talaj és hidromeliorációs beavatkozások hatékony tér- és időbeli kombinációját igényli és jelenti. A vízgazdálkodás és melioráció mint tudomány fejlődése és gyakorlati fejlesztése az (agro-) meteorológia mint tudomány és mint szolgáltatás felé számos új kérdést vet fel és kéri azok interdiszciplinárisan felhasználható megválaszolását.

*

A mezőgazdasági termelés lényege, az adott földterületek természeti erőforrásaival való ésszerű gazdálkodás. Ez a tevékenység fokozatosan kinő a korábban kialakult paraszti tradicionális empíria kereteiből. Jelentős mértékben meg-

haladja azt. A mezőgazdasági termelés jellegétől – helyétől függően azonban, még korszerűsödés esetén is, ezeket a hagyományos ismereteket a jövőben is szükséges ötvözni a modern tudománnyal.

A természeti erőforrások rendszere

A mezőgazdasági természeti forrásokat olyan anyagenergia- és feltételrendszernek tekintjük, amelyben az alábbi, egymással kölcsönhatásban álló alrendszerek működnek. Ezek a következők:

- légkör,
- földfelszín, különösképpen a talaj és a domborzat,
- a kettőt összekötő és kölcsönhatásban levő hidrológiai ciklus.

Ezek megítélését illetően, főként pedig kvantifikálásukat, kvalifikálásukat és gyakorlati felhasználhatóságukat tekintve, mind a túlkomplikálás, mind pedig a leegyszerűsítés veszélye fenyegethet.

A *légkörben* a mezőgazdasági termelést leginkább meghatározó tényezőnek a sugárzást és hőmérsékletet tekinthetjük. Jelentős szerepe van még a levegő páratelítettségének és a szélviszonyoknak is. Az éghajlat és időjárás lassabban, illetve gyorsabban változó, dinamikus elemei a rendszernek. Eltérő mértékben ugyan, de mindkettőnek szerepe van a többi tényező befolyásolásában és érvényre jutásában.

A *felszíni* alrendszerben a talajok legfontosabb kémiai, fizikai tulajdonságain belül, főként azok vízgazdálkodási sajátosságait emeljük ki, hangsúlyozva a talajok diszponibilis víztartóképességét.

A felszíni erőforrás alrendszer nagyon lényeges összetevője a domborzat. Nemcsak a lejtő nagysága, alakja és hossza, hanem annak kitettsége. Ez utóbbi a légkör előbb említett, főként sugárzási és hőmérsékleti lehetőségeit realizálja mezo- és mikro szinten is. Ismeretes ezekkel kapcsolatosan a déli fekvésű területek mezőgazdasági szempontból előnyös ökológiai hatása.

A *hidrológiai ciklusban* mezőgazdasági szempontból a legdöntőbb a növényállományok vízigényét lehetőleg kielégítő sajátos vízháztartási egyenlet egyensúlyban tartása, ill. az ezt befolyásoló bevételi és kiadási tételek nagyságának, tér- és időbeni változásának ismerete. Leglényegesebb bevétel a csapadék, és a talajvízből történő vízbevétel, legnagyobb kiadási tétel pedig a növényállományok evapotranspirációja.

Mindezeknek a mennyiségi és minőségi eredője az adott terület *agroökológiai potenciálja.*

Az agroökológiai potenciál értelmezése, gazdálkodási rendszere

A természeti erőforrásoknak, mint rendszernek legfontosabb társadalmi tulajdonsága – a terméshozamban megnyilvánuló – teljesítőképessége, amely az adott táj (régió) agroökológiai potenciálja (AÖP).

Egy mezőgazdasági terület *gyakorlati* agroökológiai potenciálja alatt valamilyen valószínűségű időjárási feltételek között, üzemi méretekben, konkrét referencia növény már elért maximális terméshozamát értjük. Ezt a legnagyobb termést már nem a fajta biológiai képessége, nem is az alkalmazott termesztéstechnológia színvonala, hanem a táblaszintű termőhelyi adottságok határozzák meg.

A termőhelyi korlátozó tényezők a természeti források rendszerstruktúrájának megfelelően lehetnek:

- klimatikusak,
- talaj és domborzatiak,
- hidrológiai jellegűek.

Egyik elméleti és módszertani ellentmondás, hogy a klimatikus tényezők táblaszintű számszerűsítése rendszerint makro adatokról történik.

Az agroökológiai potenciál elsősorban a növényállományok környezeti igényének valamilyen mértékű kielégítőképességét, másrészt azonban ugyancsak a növényállomány mikro környezeti igényeit kielégíteni hivatott valamilyen szintű termesztéstechnológia fogadókészségét foglalja magában. Az agroökológiai potenciál, mint elérhető maximális termés, nem örök és nem abszolút. Jelentős mértékben függ bizonyos időtávon olyan tényezőktől mint a:

- fajtaváltás,
- termesztéstechnológia egyes elemeiben bekövetkezett változások pl. gépesítés, kemizálás színvonalának a megváltozása
- és nem utolsó sorban a terület teljesítőképességét tartósan növelő meliorációs beavatkozások.

A tudomány és a gyakorlat egyaránt felismerte, hogy a természeti erőforrások is végesek. Ez ösztönöz arra, hogy az agroökológiai potenciállal is szükséges tudatosan gazdálkodni. Ez a gazdálkodás az alábbi tevékenységi köröket foglalja magába:

Mindenek előtt a meglevő agroökológiai potenciál *ésszerű használatát*. Kihasználását azoknak a természeti lehetőségeknek, adottságoknak, amelyekkel az adott termőhely rendelkezik. Hangsúlyozni kell, hogy ez ésszerű földhasználat keretében valósuljon meg, vagyis az ökológiai és ökonómiai adottságok, igények és lehetőségek viszonylagos egyensúlyban legyenek. Nem lehet ésszerű földhasználatról beszélni ott, ahol az adott terület ökológiai egyensúlyát szétrombolják, súlyosan vagy tartósan károsítják. Ennek a legjobb mutatója a teljesítőképesség gyors és nagyfokú csökkenése. Olyan földhasználatot sem tekinthetünk, sem vállalati, sem népgazdasági szinten ésszerűnek, amely hosszú ideig jelentős ökonómiai veszteségekkel veszi igénybe, vagy használja ki az agroökológiai potenciál valamilyen szintjét.

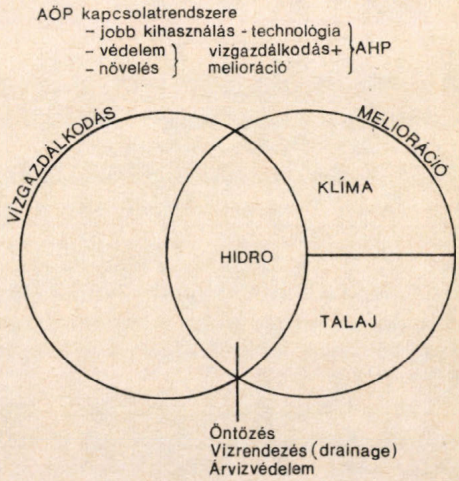
A másik fontos tevékenységi kör az *agroökológiai potenciál védelem*. Ez a feladat különösképpen ott kerül előtérbe, ahol az intenzív termesztéstechnológia már csaknem teljes mértékben kihasználja a meglevő potenciált, és ennek során az alkalmazott földhasználattal és technológiával túlzottan megterheli a természeti környezetet. A veszélyeztetettség kialakulásában jelentős szerepet játszanak a földhasználat során alkalmazott nehéz gépek és művelőeszközök, a helytelen időpontban végzett talajművelési beavatkozások, a monokultúrás termesztés. Ide tartozik a gépesítés okozta talajtömörödés, a túlzott műtrágyázás miatt bekövetkező kedvezőtlen talajkémhatás- változás, de olyan természeti tényezők hatása is, mint pl. a defláció, erózió, savas esők. Mindezek esetenként az agroökológiai potenciál nagymértékű, tartós vagy végleges csökkentését okozhatják.

Azokon a területeken, ahol az ökonómiai feltételek is ezt indokolják, jelentkezik az agroökológiai potenciállal való gazdálkodás harmadik mozzanata az agroökopotenciál tartós növelése: *a melioráció*.

Az agroökológiai potenciál jobb kihasználásában az *intenzívebb termesztéstechnológiáé* a főszerep. Az agroökológiai potenciál védelme és növelése viszont leginkább a vízgazdálkodás és melioráció speciális eszközeit és eljárásait igényli. A kettő közötti sajátos funkció kapcsolatot az *1. ábra* vázolja.

Napjainkban sok szó esik a melioráció komplexitásáról. Szükséges e fogalom pontosítása is. A komplexitás két dimenzióját célszerű hangsúlyozni.

Egyik, a környezeti korlátozó tényezők hatását mérséklő és kizáró meliorációs beavatkozások viszonylag optimális tér- és időbeni kombinációja. Pl. ahol öntözni akarunk ott a vízrendezésre is szükség van, vagy ahol megoldják a táblák drénezését, biztosítani kell azok főcsatornába való bekötését is stb.



1. ábra:
A vízgazdálkodás és a melioráció kapcsolata

A másik dimenzió azt jelenti, hogy a meliorációs beavatkozásokkal összehangoltan valósuljon meg azok hasznosításának földhasználati – termesztési feltétele is. A komplexitás lényege tehát a meliorációs beavatkozások ökonómiai és ökológiai szempontból legkedvezőbb tér- és időbeni kombinációja. A vízgazdálkodás és a melioráció között nagyon szoros kapcsolat és kölcsönhatás van. Egyik azonban lényegében nem azonos a másikkal, de vannak azonos rendszer tagjai. A vízgazdálkodás és melioráció táblára vonatkoztatott alrendszere a hidromelioráció, amely főként:

– az öntözést,
– a vízrendezést,
– a lecsapolást és árvédelmet foglalja magában.

A vízgazdálkodási, ill. a meliorációs beavatkozások közül mindig annak kell prioritást biztosítani, amely az egész agroökológiai potenciál nagyságát, veszélyeztetettségét vagy növelését a leginkább meghatározza. Ez együttesen, ökológiai és ökonómiai megközelítést igényel.

Az agrohidropotenciál fogalma és rendszere

A dolgozat címbeli összefüggéseiben közös jelenség és új fogalom az *agrohidropotenciál (AHP)*. A hazai tapasztalatok és vizsgálatok, egybevágóan a nemzetköziekkel, azt igazolták, hogy minden vízgazdálkodási és a meliorációs be-

avatkozás túlnyomó többsége a talaj, illetve az adott terület vízigénykielégítőiképességének a fenntartására, őrzésére vagy fokozására irányul. Egy terület vízigénykielégítő-képességét neveztük el *agrohidropotenciálnak*, ami tehát azt jelenti, hogy egy meghatározott termőhely növényállományának vízigényét mikor és milyen mértékben képes az adott földterület biztosítani.

Az agrohidropotenciál olyan integrált mutatóval számszerűsíthető, amely magában foglalja mindazoknak a főbb klimatikus és hidrológiai tényezőknek a hatásait, amelyek akár a természettől származnak, akár a termesztéstechnológia következtében keletkeztek. Számítására az alábbi egyszerű képlet alkalmas:

$$\frac{\text{vízfogyasztás}}{\text{vízigény}} = \frac{\text{Vf, mm}}{\text{Vi, mm}}$$

Az összefüggés értelmezéséhez definiálnunk kell, hogy mit értünk *növényállományok vízigénye* alatt? A növényállomány talajának és légkörének olyan víztelítettségét, ami szükséges ahhoz, hogy ne a víz legyen a termesztést (termelést) korlátozó természeti tényező.

A növényállományok vízigényének van egy *statikus* és egy *dinamikus* oldala. A statikus oldal az állománynak a levegő relatív nedvesség-tartalmával, ill. a talaj mértékadó gyökérzónájának *talajnedvesség-készletével* szemben támasztott igényét jelenti. A statikus igénynek megfelelően ellátott állományról történő gőzalakú vízleadás az evapotranspiráció, melynek mértéke viszont azonos a növényállományok dinamikus vízigény nagyságával, a továbbiakban a növényállományok vízigényével fejezzük ki. A vízigény tehát dinamikus fogalom, és relatíve változó érték.

A második fontos fogalom a *vízfogyasztás*, amely a gyakorlatban mindig kisebb mint a vízigény. Ennek oka rendszerint az, hogy a növényállományok vízellátottsága (talaj- és légnedvesség) kisebb mint az optimális igény. Egy ilyen állományból elpárologtatható vízmennyiség különböző fizikai-fiziológiai mechanizmusok miatt kevesebb evapotranspirációt tesz lehetővé, mint a vízigény (dinamikus) nagysága. Mind az igényt, mind a fogyasztást mm-ben mérjük, vagy számítjuk.

I. TÁBLÁZAT

Az AHP – 10 évi adatokból számított – maximális, minimális és átlagos értékei

Ökotípus helye	AHP értékei					
	Maximális		Minimális		Átlagos	
	%	mm	%	mm	%	mm
Csemő	0,73	441	0,30	186	0,43	249
Szigetszentmiklós	0,86	494	0,24	160	0,52	276
Kiskunság	0,74	396	0,21	137	0,47	202
Vácszentlászló	0,67	394	0,20	150	0,50	205
Tápiógyörgye	0,71	274	0,26	160	0,51	254

Az *I. táblázat* tájékoztatásul bemutatja néhány Pest megyei termőhely 10 évi adatsorából tenyészidőre számított *AHP* értékét.

Az agroökológiai potenciál és az agrohidropotenciál ugyanazon erőforrásrendszernek más-más tulajdonságát fejezi ki, amelyben az agroökológiai potenciál az egészet, és ennek egy központi alrendszerét pedig az agrohidropotenciál jellemzi.

Magyarországon, de a Föld nagy részén is az agroökológiai potenciált a vízháztartási helyzet korlátozza. Ez a magyarázata annak, hogy az agrohidropotenciál növelése egyben az agroökológiai potenciál növelését, illetve fordítva az előbbi csökkenése az utóbbi csökkenését vonja maga után.

Adott termőhelyen valamely növény vízfogyasztási és vízigény értékei alkalmasak lehetnek az agroökológiai potenciál becslésére, ahol az utóbbit a víz korlátozza. Ehhez alapul szolgál a fogyasztott víz ökológiai hasznosulását mutató *evapotranspirációs koefficiens*, az ET víz-mm egységére jutó termésmennyiség (mm/kg/ha). Ez utóbbi természetesen erősen függ a termesztéstechnológia színvonalától. Kukoricára vonatkozó adatainkat a *II. táblázat* mutatja.

II. TÁBLÁZAT

ET produktivitás kukoricánál a termesztéstechnológiai színvonal függvényében

Az alkalmazott termesztéstechnika színvonala	ET produktivitás kg (mm) ha
Gyenge	<10
Közepes	$10-15$
Jó	$15-20$
Kiváló	>20

Kutatási feladatok, célkitűzések

A dolgozatban közölt tudományos eredmények és ismeretanyag továbbfejlesztésének igénye felveti annak szükségességét, hogy megkeressük azokat a közös pontokat, érintkezési felületeket, melyek az agrometeorológia, mint tudomány és szolgáltatás, valamint a vízgazdálkodás és melioráció között az agroökológiai potenciállal való gazdálkodás, ill. az agrohidropotenciál értékének stabilitása vagy növelése érdekében szükségesek lehetnek, vagy lehetségesek.

Az agroökológiai potenciál és agrohidropotenciál gyakorlati értelmezése elsősorban táblaméretekre vonatkozóan történik. Természetesen az egyes táblákra vonatkoztatott adatokból lehet különböző számítási módszerekkel jellemezni egy adott táj, vízgyűjtő vagy egy egész gazdaság agroökológiai potenciálját, ill. már nehezebb, de körülírható az agrohidropotenciál értékelés is. Ezek a fogalmak egy területet és nem egy pontot minősítenek, időben pedig változik az értékük. Közismert, hogy egyes erőforrásrendszer tagjai pontszerűen vagy nem pontszerűen hatnak, gyorsan vagy lassan változnak. Az azonban már kevésbé feltárt, hogy a rendszer tagjainak eredőjeként megfogalmazott AÖP vagy részben az AHP – hol – mikor, milyen mértékben függenek az egyes tagok változásaitól, amelyek az időjáráshoz kötötten térben és időben is nagyfokú változékonyságot mutatnak.

Az erőforrás energia bázisának döntő része az *időjárási* helyzethez kötődik, a tervezés szempontjából pedig a *klímához*. Ezért indokolt felvetni néhány olyan problémát, amelyekkel a táblaszintű agroökológiai potenciállal, illetve potenciálkészletekkel való gazdálkodás nehezen tud boldogulni. Az AÖP jobb kihasználás érdekében alkalmazott termesztéstechnológia és az AÖP védelmét és növelését szolgáló környezetvédelmi és meliorációs beavatkozások *klímaérzékenyek*. Ezeknek a beavatkozásoknak a klíma és időjárás érzékenysége viszont *táblaszintre pontosabban alkalmazható meteorológiai információt igényelne*. Milyen jellegűek

lehetnek ezek az újabb információk és kutatási igények a földhasználat, vízrendezés és a melioráció oldaláról? Tézisszerű megfogalmazásuk az alábbi lehet:

1. az agroökológiai potenciálhoz, ill. agrohidropotenciálhoz szükséges meteorológiai tényezők mérése, számíthatósága, modellezése,
2. a klímamelioráció fogalma és tartalma, kapcsolódása a másik két meliorációs alrendszerhez,
3. a makro-, mező és mikroszintű időjárási és éghajlati prognózisok lehetőségei, tartalma és alkalmazási feltételei a földhasználatban, vízgazdálkodásban, környezetvédelemben és a meliorációban.

Ezekre a kérdésekre adandó válaszok, mind a vízgazdálkodás – melioráció – növénytermesztés, mind pedig a meteorológiai tudomány részéről *interdiszciplináris* gondolkodást és megközelítést igényel.

Az egyes tudományok törvényszerűségeit olyan sajátos módon kell rendszerbe illeszteni, hogy annak eredményeképpen egy átfogóbb elméleti tudományos koncepció, vagy műveleti rendszer szülessék meg, ill. a gyakorlati cselekvésnek egy átfogóbb szélesebb rendszerét alkossa, akár a földhasználatról, vízgazdálkodásról, környezetvédelemről vagy meliorációról van is szó. Ezt szolgálhatná a két tudományterület művelői közötti fokozottabb együttműködés, mind az elméleti alapkutatás jellegű munkaterületeken, mind pedig a gyakorlati feladatokat megoldó témakörökben.

A tudományközi és a gyakorlati kapcsolatok tartalmi fejlődése szempontjából alapvető; hogyan lehet, lehet-e, meddig lehet az agrometeorológia makroszintű és pontszerű információ rendszerét a vízgazdálkodás és melioráció, nem pontszerű és nem makroszintű (jelenségek és folyamatok) törvényszerűségeinek jobb megismerése érdekében, ill. a gyakorlati tevékenység érdekében felhasználni.

IRODALOM

Láng, I., 1980: A magyar mezőgazdaság és a természeti erőforrások. *MTA Közlemények*, 1980. 3–4. p.

Petrasovits, I., 1985: Erhohung der Wassernutzung der Ausgewahlten Kulturpflanzen. Tag. Ber. Akad. Landwirstsch. – Wiss. DDR Berlin. 231. S. 75–80. p.

Petrasovits, I., 1983: Az agroökopotenciál felhasználása, védelme és növelése. *Agrokémia és Talajtan*, Tom. 32. No. 3–4. 297–310. p.

Petrasovits, I., 1984: Agrohidropotenciál. *Tudomány és Mezőgazdaság*, XXII. évf. 1. 25–32 p.

Petrasovits, I.–Rácz, T., 1984: Theoretical and methodological questions of the agroecopotential in Hungary. Computer – Aided Land Use Planning and Management Research Bulletin, Number 693/July, 6–25. p.

Petrasovits, I., 1984: La relation entre les besoins et la consommation d'eau des plantes. Les Besoins en eau des Cultures. (Conference Internationale Paris 11/14. Septembre) 235–246. p.

Varga-Haszonits, Z., 1977: Agrometeorológia. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 224 p.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2 – 3. szám. 1987. március – június.
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2 – 3 March – June 1987 Budapest

Az öntözés agrometeorológiai alapjai

POSZA ISTVÁN, *Agrometerológiai Obszervatórium H—5540 Szarvas*

The meteorological bases of the irrigation. The precipitation and the moisture stored in the soil don't satisfy water-demand of the plants in Hungary in the most years, so it is necessary to irrigate from time to time. Field experiments related to the irrigation with extended meteorological observations co-operating with Irrigation Research Institute were begun by Hungarian Meteorological Service in the sixties. An evapotranspiration pan network was founded in co-operation with Agricultural University of Gödöllő and Water Economy Scientific Research Institute (VITUKI). The measurements have been gone on with variable number of stations since then. Nowadays about tne evapotranspirometers supply data to researches related to the irrigation beside other duties. This paper gives a full account of researches related to the agrometeorological problems of the irrigation lasting more then twenty years. The water demand of the most important species and their computation using only the meteorological data are presented. The simple equations computing the evapotranspiration are shown. Well-oriented statistical data processing is emphasized by the author that is necessary during the construction of an irrigation project. The problems of the experimental and operative information bulletins are discussed at last. The informations given in bulletins have got mostly meteorological character but considering soil and economical properties of the farm are useful in the practice.

*

Az öntözés agrometeorológiai alapjai. Hazánk területének nagy részén a lehulló csapadék és a talajban tárolt nedvesség az évek többségében nem elégíti ki a növények vízigényét, ezért van szükség időnként öntözésre. Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál az 1960-as években kezdődtek az öntözéssel kapcsolatos szántóföldi kísérletek és kiterjedt meteorológiai mérések Szarvason, az Öntözési Kutatóintézettel együttműködve. A későbbiek során a VITUKI-val és a Gödöllői Agrártudományi Egyetemmel közösen evapotranspirométeres hálózatot létesítettünk. A mérések változó állomás-számmal azóta is folynak, jelenleg mintegy tíz evapotranspirométer szolgáltat adatokat egyéb feladatok ellátása mellett öntözéssel kapcsolatos kutatások érdekében is. A továbbiakban a több, mint húsz éve tartó, az öntözés agrometeorológiai megalapozását célzó kutatások eredményeiről számolunk be. Ismertetjük a főbb növényállományok vízigényét, ennek meteorológiai adatokból történő meghatározását. Bemutatjuk azokat az egyszerű összefüggéseket, amelyeket az evapotranspiráció különféle számításai során tártunk fel. Rámutatunk a célirányos statisztikai feldolgozások szükségességére az öntöző-rendszerek tervezéséhez. Végezetül a kísérleti és szolgáltatás jellegű öntözési tájékoztatók problémakörével foglalkozunk. Az ennek keretében adott információk ugyan jórészt meteorológiai jellegűek, de a konkrét talaj- és gazdasági adottságok figyelembevételével a mezőgazdasági üzemek jól hasznosíthatják.

*

Hazánk a feltételes öntözés zónájába tartozik, vagyis az öntözés szükségességét elsősorban – bár nem kizárólagosan – az időjárás határozza meg. Hazai klímaadottságaink lehetővé teszik az ország egész területén az öntözés nélküli

gazdaságos mezőgazdasági termelést, kivéve néhány különösen vízigényes kultúrát, mint pl. a rizs, vagy egyes zöldségnövények termelése.

A tényleges csapadékot valamilyen gyakorisággal és valamilyen mennyiségben öntözéssel ki kell egészíteni, s így az öntözetlen termelésre, – mint alapra – rárakódik az öntözés költsége, annak többlethozama, és egyéb következményei. Ebből adódik, hogy sokkal bonyolultabbak az öntözéssel kapcsolatos tényleges számítások, valamint az öntözés gazdaságosságának vizsgálata.

Hazánkban így az öntözéses gazdálkodás kezdettől fogva kampányszerű előretörések és visszafejlődések láncolata. Ennek fő oka az ismert csapadékviszonyok rapszódikus volta, a gazdasági viszonyok, a műszaki színvonal, az érdekeltségi rendszer stb.

A természetes csapadék

A csapadék a meteorológiai elemek közül a legismertebb, legalaposabban vizsgált mind a területi eloszlás, mind az idősorok tekintetében. Átlagos és különböző valószínűséggel előforduló értékei táblázatos és térképes formában hivatalos kiadványokban szerepelnek. Ezek közül utalunk a most készülő új Éghajlati Atlasz 1951–80. évi időszakot felölelő adataira. Mindezek ismeretében mégis előfordulnak „félrevezető" periódusok, amelyekből téves következtetéseket vonnak le. Ilyen volt, hogy csak a közelmúltat említsük, az 1965–1975 közötti 11 éves időszak. Ebben a periódusban a kedvező csapadékviszonyok hatására a termesztés-technológiákból teljesen kiiktatták az öntözést. Ámde a következő 11 éves időszak ennek éles ellentéte lett, mivel 1976–1986 között hat aszályos esztendő fordult elő a Dél-Alföldön, s most már igyekszünk mindent megmozgatni az öntözés érdekében. Sajnos, az időjárási elemek – így a csapadék – hosszú megfigyelési sorozatból levont törvényszerűségeit még mindig nem kellő súllyal veszik figyelembe, sem az irányító szervek, sem a termelő üzemek.

A csapadékadatok feldolgozásakor a szabvány csapadékmérővel ténylegesen mért, nyers adatok kerültek összegezésre, különböző küszöbértékek kiválasztására, gyakorisági sorok előállítására stb. A valóságban azonban a lehullott csapadéknak – mint a vízháztartás bevételi tagjának – csak egy része jelent valóságos bevételt, s növeli a talaj nedvességkészletét. A kisebb esők javarészt már a beszivárgás előtt elpárolognak, egy részük pedig a növényeken fennmaradva intercepciós veszteségként csökkenti a bevétel mennyiségét. Hasonló csökkentő tényező a domborzattól és a csapadék intenzitásától függő felszíni lefolyás, de jelenleg ezzel nem foglalkozunk.

A veszteségek miatt a mezőgazdasági szakemberek ún. *hasznosulási értékkel*, azaz a meteorológiai szakkönyvekben szereplő adatoknak 0,7–0,9-szeresével, vagy még ennél is kisebb hányadával számolnak. Felmerülhet esetleg annak szükségessége, hogy eleve ilyen, vagy hasonló súlyozású csapadékadatokat adjunk közre a felhasználók részére. A sokféle szempontot és esetet azonban egyrészt nagyon nehezen lehetne figyelembe venni, másrészt – amint a későbbiekből kiderül – korrekciózásra nincs is szükség.

A csapadék mérése az 1940-es évektől a jelenleg használt műszerekkel az egész országban ugyan egységes, de nem mentes különböző hibáktól. Nevezetesen nem azt a mennyiséget méri, ami a talaj felszínére leérkezik, hanem kevesebbet. Elsőnek említendő a feltapadás hibája, ami a csapadékhullás kezdetén fordul elő, ekkor ugyanis a műszer a csapadék fajtájától függően 0,2–0,3 mm-rel mér kevesebbet, vagyis ennyi a csapadékmérő indulási küszöbértéke. Ennek következ-

tében tehát eleve néhány százalékkal kevesebbet mér, mint amennyi belehullik. Ehhez járul a szél turbulens hatása, ami az 1 m magasan álló műszerből a csapadék fajtájától függően több-kevesebb mennyiségeket kisodor. Ennek a veszteségnek mértékére tíz év mérési sorozatával igyekszünk választ adni.

Szarvason az Agrometeorológiai Obszervatóriumban a talajba süllyesztett, 3000 cm^2 felfogó felületű, ún. GGI méretű és parolgásmérő kádakkal párhuzamosan a felszín közelében elhelyezett, szabvány csapadékmérőt is üzemeltetünk. Ezeknek a műszereknek az adatai már jól megközelítik a felszínre jutó mennyiséget, bár a feltapadási hiba itt is fennáll és az előbb említetthez hasonló nagyságrendű. A mérésekből kitűnt, hogy a szél hatására a havi csapadékösszeg csökkenése esetenként eléri a 15%-ot is, de a tenyészidőszakban átlagosan 10%-nak vehető.

A téli hócsapadék mérési hibája még ennél is nagyobb lehet; sőt hófúvásos időszakokban a mért értékek még nagyobb területekre sem tekinthetők reprezentatívnak.

A hagyományos csapadékmérők nem mérik az ún. mikrocsapadékot sem, s ez a becslések szerint az évi csapadékösszeg 5%-a. Ez a mennyiség bár általában nem növeli a talaj vízkészletét közvetlenül, de elpárolgása idejére csökken a talaj vízvesztesége.

Végül is a mérési hibák a tenyészidőszakban együttesen, s átlagosan elérhetik a 15—20%-os értéket, vagyis ennyivel kevesebb csapadékot mérünk, mint amennyi a felszínre lejut. Azt mondhatjuk, hogy a ma használatos szabvány csapadékmérők nagyságrendileg az evaporációs és intercepciós veszteségeket „eleve bekalkulálva" működnek, és mérik a *kvázi hasznosuló* csapadékot. Így fölösleges lenne újabb csökkentő tényezőket bevennünk a csapadék adatok értékelésébe. Természetesen konkrét esetben, a helyszíni ismeretek birtokában és pontossági kívánalmaknak megfelelően szükséges lehet a korrekciózás, különösen a lefolyás miatt. Ha mindezekhez hozzávesszük azt is hogy a csapadék területi eloszlása nem egyenletes, kis területeken belül is jelentős eltérések adódnak, akkor a további finomítást joggal véljük fölöslegesnek.

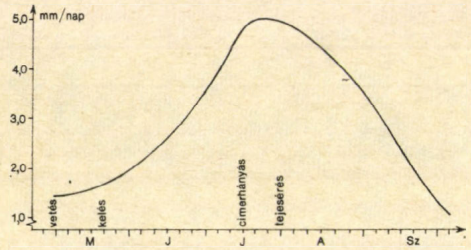
A vízigény

Kétségtelen, hogy az öntözés egyik lényeges meteorológiai alapja a csapadék; adatai feldolgozott formában az ország számos állomásáról és hosszú megfigyelési periódusokra rendelkezésre is állanak. Nem ez a helyzet a növényállományok vízigényével, ami e témában a következő fontos fogalomkör. A víz az egyik domináns meteorológiai elem, amely a növények életműködéséhez alapvetően fontos, de ilyen elem a fény és a hő is. A fejlődésük során eltérő mennyiségben igénylik ezen elemeket, s az igény kielígítésének mértéke megszabja a növényi produktumot: a termést, ennek mennyiségét és minőségét.

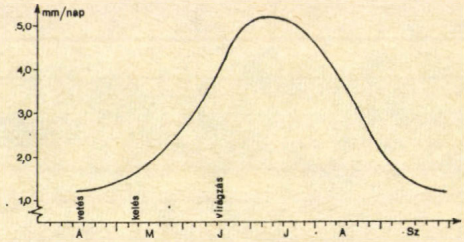
Vízigényen azt a vízmennyiséget értjük, amelyet az adott növények az adott viszonyok között, az evaporáción felül, testük felépítéséhez és a transpirációjuk révén leadott vízmennyiség folyamatos pótlásához igényelnek. Gyakorlatilag ez azonosnak vehető a jó vízellátottságú növényállományok evapotranspirációjával, pl. bő csapadékú években, vagy öntözött körülmények között, vagy az evapotranspirométerekben tenyésztett növények vízfogyasztásával.

A vízigény meghatározásának különböző módozatai közül az Országos Meteorológiai Szolgálat 1963-ban Szarvason a Thornthwaite-rendszerű kompenzációs evapotranspirométerekkel kezdett méréseket az Öntözési Kutatóintézet terüle-

tén, vele együttműködve. A szántóföldi környezetben elhelyezett nagyméretű tenyészedényekben az alulról történő vízpótlás (altalajöntözés) automatikus volta miatt a transpiráció általában potenciális volt, de az evaporáció közel tényleges mértékű. A terméseredmények kiemelkedő volta, valamint az egyéb módon az egész tenyészidőszakra meghatározott vízigényértékekkel összehasonlítva a mért adatokat, kimondhattuk a következőt: Az általunk mért evapotranspiráció értékek – az oázis és egyéb hibák kiküszöbölése után – jó közelítéssel a növényállományok vízigényét adják, de most már rövidebb időszakokra is: hónap, dekád és pentád intervallumokra.



1. ábra: A kukorica vízigénye Szarvason (1963–1981. évi átlag)



2. ábra: A burgonya vízigénye Szarvason (1964–1981. évi átlag)

Ugyancsak Szarvason kiterjedt hő- és vízháztartás-mérések is folytak. A szabad vízfelszín párolgásának meghatározására többféle típusú párolgásmérő kádat is működtettünk, valamint minden lehetséges meteorológiai elemet mértünk a legkorszerűbb eszközökkel.

A célunk az volt, hogy a ténylegesen mért hazai párolgásadatok és a meteorológiai elemek ismeretében olyan egyszerű számítási formulákat állapítsunk meg, amelyek segítségével többek között a növényállományok vízigényét ki lehet számítani visszamenőleg is, a többi meteorológiai elemhez hasonló éghajlati számértékek előállítása céljából. Eddig ugyanis más éghajlati körzetekből származó külföldi párolgás-számítási formulákat használtak hasonló célokra.

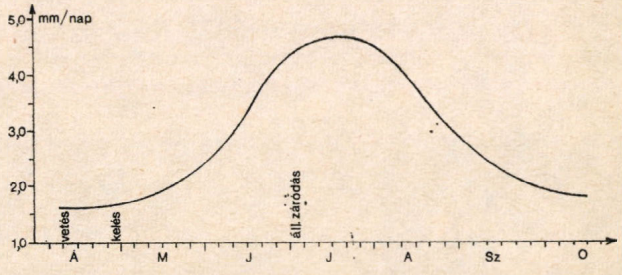
Az első öt év mérési eredményei után meg is születtek ezek a formulák, nevezetesen a potenciális evapotranspiráció számítására alkalmas *Antal* (1968) féle formula, amelyik a léghőmérséklet és telítési hiány kombinációját használja. Az „A" típusú párolgásmérő kád adatait használó *Dunay – Posza – Varga* (1968) féle összefüggés, amely a léghőmérsékletet és relatív nedvességet veszi alapul.

Közben elkezdtük a szabad vízfelszín párolgásának mérését éghajlatunk főbb körzeteiben. Ugyanakkor a VITUKI-val és a Gödöllői Agrártudományi Egyetemmel közösen evapotranspirométeres hálózatot létesítettünk; ez először hat állomásból állott. Jelenleg meteorológiai szolgálatunk kezelésében mintegy tíz evapotranspirométeres mérőhelyünk van, ahol egyéb feladatok ellátása mellett öntözéssel kapcsolatos kutatások is folynak.

1963 óta napjainkig közel 20 növényféleséggel végeztünk kísérleteket: mértük az evapotranspirométerekben a vízfogyasztást, a környező parcellákon a talaj nedvességtartalmát, fenológiai és terméseredmény megfigyelésekkel egybekapcsolva.

A sok mérési adat és számítási eredmény közül elsőként néhány növényállomány vízigényének alakulását mutatjuk be. Ismertetjük a tenyészidőszak összegeit és az átlagos pentád értékek alakulását a Szarvason 10 – 15 – 20 év alatt mért vízfogyasztások alapján.

A *kukorica vízigénye* átlagosan 500 mm, a legkisebb érték 400 mm, a legnagyobb 650 mm volt. A vetés-kelés fázisban a vízigény naponként mintegy 1,5 mm, majd utána erőteljesen emelkedik *(1. ábra)* az 5 mm napi maximumát címerhányáskor éri el. A szemképződés után a vízigény csökkenő tendenciájú.

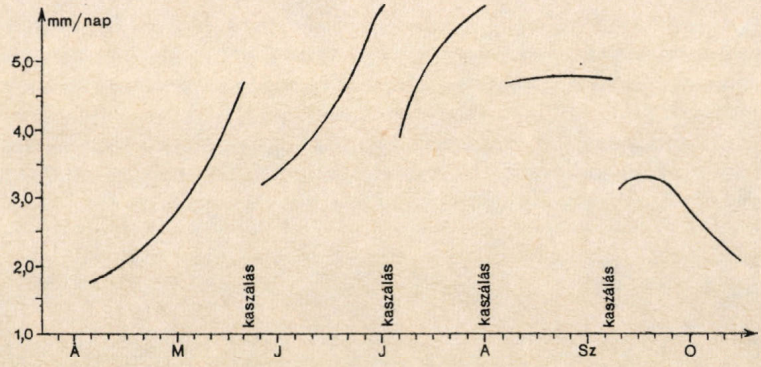


3. ábra: A cukorrépa vízigénye Szarvason (1964 – 1980. évi átlag)

A *burgonya* átlagos vízigénye az egész tenyészidőszakra 470 mm, a legkisebb mért érték 380 mm, a legnagyobb 620 mm volt. Az időbeli lefolyásra *(2. ábra)* jellemző a kezdeti 1,2 – 1,5 mm/nap értékről a gyors emelkedés, amely a teljes virágzás idején s a gumóképződés időszakában eléri a napi 5 mm-t.

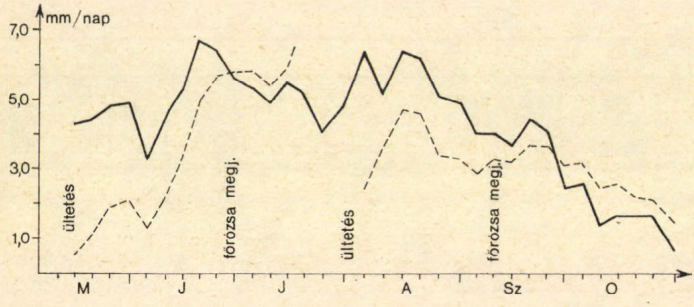
A *cukorrépa* vízigénye is hasonló alakulású, ám a hosszabb tenyészidőszak következtében átlagos értéke 550 mm, viszont a kezdeti 1,5 mm/nap értékről csak 4,5 mm/nap értékig nő *(3. ábra)* tehát a tenyészidőszakbeli ingás az előbbieknél némileg kisebb amplitúdójú.

A *lucerna* átlagos vízigénye az április 1-jétől október 31-ig tartó tenyészidőszakban 750 mm; a legkevesebb 600 mm, a legtöbb 900 mm volt az 1963 – 1982 időszakon belül. A *4. ábrán*k bizonysága szerint az általános menetre ráépülnek a kaszálások okozta törések. A júniusi és júliusi legmagasabb értékek a napi 6 mm-t is elérik.



4. ábra: A lucerna vízigénye Szarvason (1963 – 1979. évi átlag)

A szántóföldi növények hasonló jellegű vizsgálatát 1983-ban be is fejeztük, s jelenleg a konzerv hasznosítású kertészeti növényekkel (paradicsom, uborka, zöldborsó, zöldbab, szamóca, fűszerpaprika és brokkoli) folytatunk méréseket. A vízigénymérések közül itt csupán a legújabban vizsgált növényről, a *brokkoliról* számolunk be, mégpedig a középérésű Skiff-fajtáról. A brokkoli a karfiolhoz hasonló, a káposztafélékhez tartozó, elsősorban köretként fogyasztott zöldségnövény. Hazánkban ma még inkább csak export célokra termelik. E növény érdekessége, hogy tavaszi és nyári telepítésű is lehet, így egy évben két tenyészidőszak vízigénymérés adatait mutatjuk be. A mindössze két hónapig tartó tavaszi tenyészidő (V. 13 – VII. 17.) alatt 1986-ban 244 mm volt a vízigény. A nyárból az őszbe nyúló három hónapos (VIII. 4 – XI. 4.) tenyészidőben pedig 283 mm.



5. ábra: A brokkoli vízigénye (szaggatott vonal) és az A-kád párolgása (folyamatos vonal) Szarvason, 1986-ban

Vízigényének alakulása *(5. ábra)* a tavaszi 1 – 2 naponkénti értéktől a fórózsa megjelölésének idejére napi 6 mm értékűre növekedett, amikor is a fórózsák leszedésekor befejezte tenyészidőszakát. A nyári menet ezzel ellentétes: a napi 4 mm körüli értékekről október végére a vízigény fokozatosan csökkent napi 1 – 2 mm-re, az időjárás alakulásának megfelelően. A vízigény-dinamika tehát teljes egészében követi az időjárást jellemző *A-típusú* párolgásmérő kád menetét, mind a tavaszi felszálló, mind az őszi leszálló ágban. Ez a növény tenyészidőszakát a fejlődés csúcspontján fejezi be, amikor is nyáron, pentádátlagban 6 mm/nap, ősszel pedig csak 1 mm/nap volt a vízigénye.

A vízigény számítása

A tapasztalat és a mérések eredményei szerint tehát a vízigényt alapvetően két tényezőcsoport határozza meg. Egyrészt a meteorológiai viszonyok, pontosabban a párolgásra döntően ható elemek és elem-kombinációk, vagyis az ún. potenciális evapotranspiráció, párologtatóképesség, szabad vízfelszín párolgása stb. Másrészt döntő szerepű maga a növényállomány, annak tulajdonságai, vagyis a faj, fejlődési fázis, állományszerkezet stb., amit mi együttesen az ún. növényfaktor vagy *növénykonstans (k) értékével* fejezünk ki:

$$k = \frac{V_i}{f(\text{met})}$$

Hasonló növénykonstansokat használt *Penman* (1949) és *Turc* (1961). Megjegyezzük, hogy ezek a növénykonstansok csak ott használhatók, ahol értékeit meghatározták.

A többi évi, általunk mért vízigényértékeket összevetettük a párolgásra ható meteorológiai elemek értékeivel; nevezetesen a *Dunay – Posza – Varga*-féle párologtatóképesség E_0, az Antal-féle PE potenciális evapotranspiráció, valamint a hazánkban használatos *A-típusú* és a 3 m²-es párolgásmérő kád párolgás-értékeivel (P_A és P_3).

A tényleges számítást a következő módon végeztük: az egyes növényállományok pentádonként mért vízigényét sorra elosztottuk a hasonló pentád E_0, PE, és P_3 értékeivel. Az évenként így meghatározott konstansokat a növény fenológiai fázisai alapján illesztettük, s az 5, 10, 15 és 20 évi mérés alapján kiszámítottuk az átlagos k értékeket. Mivel 1966 óta Kisvárda, Kecskemét, Érd – Elviramajor, Kapuvár, Keszthely térségében is működtek evapotranspirométerek, mód volt az eltérő talaj és éghajlati körzet hatásának vizsgálatára is.

Az összehasonlító vizsgálatok alapján kitűnt, hogy a területi és talajbeli különbségek mértéke sokkal kisebb, mint az azonos helyen évenként meglevő változékonyság. Így a túlnyomórészt egy ponton meghatározott növénykonstansok az egész ország területére, minden talajtípusra használhatók. Ez várható is az azonos mérési mód és az időjárási viszonyok nem túl nagy változékonysága miatt.

A növénykonstansoknak évenként és esetenként elég nagy a szórásuk, különösen a tenyészidőszak elején. Ez következik a mérési hibák esetleges halmozódásából, a vízellátástól független hatások miatt bekövetkező növényfejlődési rendellenességekből, valamint abból a tényből, hogy a növény mint élő szervezet, eltérő időjárási hatásokra eltérő módon reagáló, ezeket kivédeni igyekvő biológiai lény.

I. táblázatunkban példaként bemutatjuk a kukorica átlagos k értékeit a négyféle alapmennyiségre, pentád bontásban. Amint látható, a növényfaktornak (ill. növénykonstansnak) is hasonló évi menete van, mint magának a vízigénynek, részleteiben azonban ettől eltérő, mivel abba az E_0, PE, P_A és P_3 évi menete is beépül.

I. TÁBLÁZAT

A kukorica növénykonstansai

Pentád		k_0	k_{PE}	k_A	k_U	Pentád		k_0	k_{PE}	k_A	k_U
Ápr.	4 vetés	0,47	0,46	0,40	0,48	Júl.	2	0,95	0,95	0,91	1,06
	5	0,48	0,47	0,41	0,49		3 címerh.	0,97	0,97	0,93	1,08
	6 kelés	0,49	0,48	0,42	0,51		4	0,97	0,97	0,94	1,10
							5	0,96	0,96	0,94	1,10
Máj.	1	0,51	0,49	0,44	0,52		6	0,94	0,95	0,94	1,09
	2	0,53	0,51	0,46	0,54						
	3	0,55	0,53	0,48	0,57	Aug.	1 tejes é.	0,92	0,93	0,93	1,08
	4	0,57	0,55	0,51	0,59		2	0,89	0,91	0,91	1,06
	5	0,60	0,58	0,54	0,63		3	0,86	0,88	0,89	1,04
	6	0,64	0,62	0,57	0,68		4	0,82	0,84	0,86	1,01
							5	0,78	0,80	0,82	0,98
Jún.	1	0,68	0,66	0,61	0,73		6	0,74	0,76	0,78	0,93
	2	0,73	0,73	0,65	0,79						
	3	0,77	0,78	0,69	0,85	Szept.	1	0,68	0,71	0,73	0,87
	4	0,82	0,83	0,73	0,91		2	0,62	0,66	0,67	0,79
	5	0,87	0,86	0,78	0,95		3	0,56	0,60	0,60	0,70
	6	0,90	0,90	0,82	0,99		4	0,50	0,50	0,50	0,60
Júl.	1	0,93	0,93	0,87	1,03						

A táblázatunkban bemutatott növényfaktorok átlagos időjárás és átlagos fejlettségű növényállomány esetén fennálló viszonyokat reprezentálnak, így alkalmasak arra, hogy sokévi átlagos meteorológiai adatokból átlagos vízigényt számítsunk. Hasonlóan alkalmasak ezek visszamenőleges számítások elvégzésére, vagyis a hosszú sorozatú meteorológiai adatokból statisztikai feldolgozások készítésére. Az így kapott átlagos, szélső és különböző valószínűséggel előforduló vízigényértékek felhasználhatók tervezésekhez és vízháztartás-vizsgálatokhoz. Ugyancsak alkalmasak e faktorok a napi gyakorlatban az öntözési tájékoztatók készítéséhez is.

Öntözési tájékoztatók

A napi öntözési gyakorlatban alapvetően kétféle tájékoztatási forma ismeretes. Az egyik a vízügyi irányító szervek részére, tehát az egész országra vagy országrészekre kiterjedő általános tájékoztatás. A másik az adott helyre, konkrét növényállományra és adott táblára szóló tájékoztató, amely messzemenően figyelembe veszi az illető mezőgazdasági üzem lehetőségeit is. Mindkettőre bőven van példa a hazai gyakorlatban, amint azt *Posza* és *Szalóki* (1982) ismertette. Most röviden csak két tájékoztatóra utalunk, amelyek az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében kerültek kiadásra több éven keresztül. Az egyik az adott helyre, adott táblára, konkrét növényállományra szóló tájékoztató, amelyiket a *dunaújvárosi öntözőfürt térségére* készítettünk, s a számításokhoz a klímaállomások és csapadékmérő állomások adatait használtuk föl, kiegészítve a gazdaságok által szolgáltatott adatokkal. Általában ezzel az adatszolgáltatással volt a legtöbb nehézség, mivel igen nehéz volt pontos adatokat kapni az öntözés időpontjáról és mennyiségéről, valamint a növényi sajátosságokról.

Az ilyen jellegű, adott táblára adandó öntözési tájékoztatás mindkét irányban zavartalan információáramlást kívánna, a nagy területre történő kiterjesztése pedig komoly számítógép-kapacitás meglétét igényelné. Éppen ezek hiánya miatt ilyen típusú rendszeres öntözési tájékoztató jelenleg nincs is hazánkban, helyette általános jellegűek vannak, köztük a szarvasi Agrometeorológiai Obszervatórium és az Öntözési Kutatóintézet közös tájékoztatóját említjük. Itt öt megye: Békés, Csongrád, Bács-Kiskun, Szolnok és Hajdú-Bihar öntözőgazdaságai és vízügyi társulásai kapták az általában 10 naponként készített „Öntözési tanácsadó"-t. E terület 30 táviratozó meteorológiai állomásának adatait használtuk fel a talajnedvesség becslésére olyan formán, hogy bevételként a csapadék, kiadásnak a vízigény szerepelt. Ez utóbbit a növénykonstansok felhasználásával meteorológiai adatokból számítottuk. A csapadék- és vízigény adatai mellett *öntözési javaslat* szerepelt, növényfajokra és tájegységekre bontva: a kiöntözendő víz mennyisége és több növény öntözésének szükségessége esetén a fontossági sorrendet is megadtuk.

A mezőgazdasági üzemekben az utóbbi években sokat fejlődött az öntözési technika, amit az időjárás is elősegített. Így a termésbiztonság egyes körzetekben parancsolóan megköveteli az öntözésnek, mint termesztés technológiának alkalmazását. A vízkészletekkel való ésszerű gazdálkodás, annak optimális hasznosítása egyre inkább sürgetik a minden igényt kielégítő öntözési tájékoztatók kidolgozását, és nagy területeken történő felhasználását. A termesztés igényeit messzemenően figyelembe vevő tájékoztatási rendszert a különböző kutatóhelyek eredményeinek szintetizálásával, az üzemi lehetőségek megteremtésével, a helyi ismeretek birtokában meg lehetne szervezni. Ezekhez jól felhasználhatók

lennének az itt bemutatott módszerek és eredmények, valamint a meglevő meteorológiai alaprendszer és adatbázis.

Befejezésül elmondjuk, hogy az itt ismertetett módszerek saját, mért adatokra épültek. Arra törekedtünk, hogy minél egyszerűbb összefüggéseket vezessünk le a párolgás kiszámítására. Olyan alapadatok szerepeljenek bennük, amelyek könnyen hozzáférhetők, akár visszamenőleg is. A számítási képletek általában tapasztalati, statisztikai úton készültek, de bizonyos alapvető fizikai és biológiai törvényszerűségeket is magukba foglalnak. Természetesen dominál bennük a meteorológus szemlélet, elnagyoltak a növényi és talajtényezők figyelembevétele, hiányzik belőlük a termesztési tapasztalat, az öntözés szerteágazó problémáinak ismerete és figyelembevétele. Azonban a most már több mint húsz éves mérési sorozat birtokában, a technika várható fejlődése reményében a szükséges és lehetséges javításokat és finomításokat elvégezhetjük, ha azt a gyakorlati alkalmazás megkívánja.

IRODALOM

Antal, E., 1968: Új módszer a potenciális evapotranspiráció számítására. OMSZ Hiv. Kiadv. XXXIV. köt. Budapest. 370–384.

Dunay, S., Posza, I., Varga, H. Z., 1968: Egyszerű módszer a tényleges evapotranspiráció és a talaj vízkészletének meghatározására. I. rész. A párolgás meteorológiája. *Öntözéses Gazdálkodás*, VI. köt. 2. sz. Szarvas

Penman, H. L., 1949: The dependence of transpiration on weather and soil condition. *J. Soil sci. I.*

Posza, I., Szalóki, S., 1982: Öntözési tájékoztatók formái és kérdései. OMSZ Hiv. Kiadv. Beszámolók, 1980. 312–322.

Turc, L., 1961: Evaluation des besoins en eau d' irrigation evapotranspiration potentielle. Ann. Agrom. 12.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

Az időjárás-növény modellek elvi-módszertani kérdései

VARGA-HASZONITS ZOLTÁN, *Országos Meteorológiai Szolgálat*
H–1525 Budapest, Pf. 38

Theoretical and methodological questions of the weather-plant models. The main types of agrometeorological models describing the influence of weather on life of the plants are discussed by the author. The purpose of the model-construction, the possibilities of resolution, available data and fundamental methods giving knowledge can be determined only using the given method are analysed. The efficiency of radiation and water use computed using empirical models are presented by way of example. The empirical models used for computation of both elements are the base of the estimation of climatic potential too. The physico-statistical models – the bases of the yield forecast methods – are discussed in detail. The construction of the model based on the system approach and effect-analysis made by the model various period are presented. First the complex weather-plant indices have determined then the form of model used for yield forecast is analysed. The emphasis is on the practical use in both situations. The dynamic models have been getting greater importance lately. The influence of the weather elements on the plants may be simulated by the help of them. First of all they are important from the view-point of the acquiring of knowledge. Their connection physico-statistical methods have been initiated in our days. An example of it is shown by the author.

*

Az időjárás-növény modellek elvi-módszertani kérdései. A szerző az időjárásnak a növények életére gyakorolt hatását leíró agrometeorológiai modellek fontosabb típusait és jellemzőit tárgyalja. Az időjárás-növény kapcsolatok rendszerszemléletű közelítéséből kiindulva elemzi a modellkészítés célját, lehetséges útjait, a rendelkezésre álló adatbázist és az alapvető módszereket, mely utóbbiak mindegyike szolgáltat olyan ismereteket, amelyek csak az adott módszerrel állíthatók elő. Példaként az empirikus modellekkel számított sugárzáshasznosulást és vízfelhasználást mutatja be. Rámutat arra, hogy e két elem számítására vonatkozó empirikus modellek egyúttal alapját képezik az éghajlati potenciál becslésének is. Szerző a fizikai-statisztikai modelleket – amelyek ma is a termésbecslés alapvető módszerei – részletesen tárgyalja. Bemutatja a rendszerszemléleten alapuló modell felépítését, s a modellel különböző időszakokra végzett hatáselemzéseket. Meghatározza a komplex időjárás-növény indexeket, majd a modell termésbecslésre szolgáló formáját elemzi. A hangsúlyt mindegyik esetben a gyakorlati célú felhasználásra helyezi. Az utóbbi időben egyre nagyobb jelentőségre tesznek szert a dinamikus modellek. Segítségükkel a meteorológiai tényezők növényekre gyakorolt hatása szimulálható. Emiatt inkább az ismeretszerzés szempontjából fontosak. Megkezdődött azonban a fizikai-statisztikai módszerekkel történő egybekapcsolásuk is, amelyre a szerző példát mutat be.

*

A növények helyhez vannak kötve, s állandóan ki vannak téve az időjárás hatásainak, élettevékenységük ezért jól tükrözi a meteorológiai hatásokat. Ez az oka annak, hogy az agrometeorológia kezdettől fogva a növénytermesztéssel kapcsolatos kérdésekre fordította a fő figyelmet. Ma is a növénytermesztéssel kapcsolatos területe fejlődik a legdinamikusabban. Az elmúlt két évtizedben

főleg a talaj–növény–légkör rendszer modellezésében történt jelentős előrehaladás. Végeredményben e rendszer elemzése az agrometeorológia alapvető feladata.

A talaj-növény-légkör rendszer

A termesztett növények adott talajviszonyok és adott meteorológiai viszonyok között bonyolítják le élettevékenységüket, miközben hatással vannak rájuk más növények (pl. a gyomok), hatással vannak rájuk az állatok (pl. a kártevők), s az alkalmazott fajtán és agrotechnikán keresztül hatással van rájuk az ember. A meteorológiai elemzésnek tehát a talaj–növény–légkör rendszerre kell irányulnia, figyelembe véve, hogy ez a rendszer az ember állandó befolyásoló hatása alatt áll.

A rendszer elemei közül a talaj mutatja a viszonylag legnagyobb állandóságot. Az alkalmazott fajta, a talaj művelése és tápanyag-utánpótlása, s a növényvédelmi eljárások meghatározott időszakonként – az emberi beavatkozás eredményeként – jelentősen változhatnak. A beavatkozás mindig termésnövelő célzatú, tehát meghatározott irányban ható. A meteorológiai viszonyok viszont évről évre bármely irányban változhatnak, jelentősen befolyásolva a növények növekedését, fejlődését és produktivitását. Ezek tehát a talaj–növény–légkör rendszer legváltozékonyabb elemei, tanulmányozásuk a korszerű növénytermesztés szempontjából elengedhetetlenül szükséges.

A talaj–növény–légkör rendszer sok tényezős, viselkedésének teljes matematikai leírása aligha lehetséges. Szükségesnek látszik egyszerűsítő feltételek meghatározása. A rendszer működésének egyszerűsítő feltételek melletti matematikai leírását nevezzük *időjárás–növény modell*nek. A modell jelentősége abban áll, hogy a növénytermesztés szempontjából legváltozékonyabb, s alapvető fontosságú meteorológiai tényezőkre épül.

A meteorológiai tényezők közül a sugárzás, a hőmérséklet és a víz a termesztett növények életfeltételei közé tartoznak. Ezért csak olyan növények termeszthetők egy adott területen, amelyek képesek az adott meteorológiai viszonyok között élni és termést hozni. E meteorológiai tényezőkhöz, ezek területi sajátosságaihoz a növénytermesztésnek mindig alkalmazkodnia kell. *A meteorológiai viszonyok* tehát *a növénytermesztés feltételrendszerét képezik.*

A növények szerves anyag termeléséhez energiára és szervetlen anyagokra van szükség. Az energiát a napsugárzás szolgáltatja, a szükséges szervetlen anyagok közül pedig a szén-dioxid és a víz, valamint a légzéshez nélkülözhetetlen oxigén- és a tápanyag-ellátottság szempontjából fontos nitrogén a légkörből kerülnek a növényekhez. Ezért *a légkört a növénytermesztés erőforrásának tekinthetjük.*

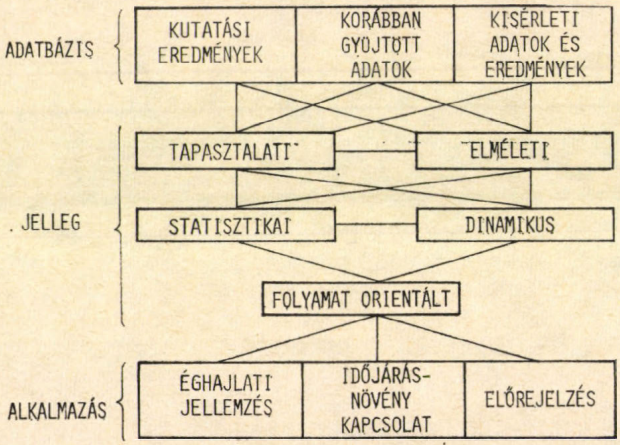
Ezenkívül a meteorológiai tényezők folyamatos időbeli változásaikkal hol gyorsabbá, hol lassabbá tehetik a növények növekedését és fejlődését, a produktivitásukat pedig egyszer növelhetik, máskor csökkenthetik. Így *a meteorológiai tényezők a növénytermesztés legváltozékonyabb hatótényező-rendszerét alkotják.*

A növénytermesztés sajátossága, hogy a megfelelő időpontban jó magágyba vetett, s gondosan nevelt növények sem biztos, hogy termést hoznak, vagy esetleg hoznak termést, de csak erősen csökkentett mennyiségben. Egyes légköri tényezők ugyanis meghatározott intenzitási szintet elérve (pl. fagy, aszály, vihar stb.) a termést nagymértékben károsíthatják, vagy teljesen el is pusztíthatják. Ezért *a meteorológiai tényezők egy csoportja a növénytermesztés szempontjából károsító tényezőrendszert alkot.*

A növénytermesztésnek tehát nélkülözhetetlen feltételrendszere és erőforrása a légkör, amelynek tényezői erősen befolyásolják a termelés eredményességét, a termelés tárgyait pedig károsíthatják, sőt el is pusztíthatják.

Az időjárás-növény modellek

A talaj–növény–légkör rendszer – amint az elmondottakból is kitűnik – összetett rendszer, amelynek tényezői térben és időben összekapcsolódva változnak. A rendszer működésének leírása csak meghatározott egyszerűsítések mellett lehetséges. Erre a célra szolgálnak az időjárás–növény modellek.



1. ábra: Az agrometeorológiai modellek elvi felépítése

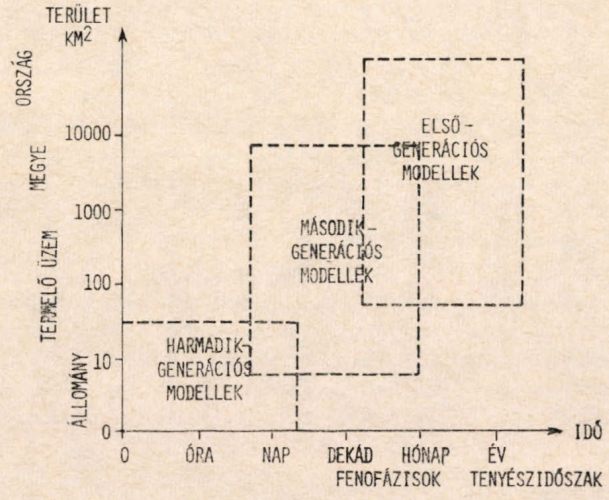
A modellek elvi felépítése. A modellek kidolgozásához mindenekelőtt megfelelő adatbázisra van szükség *(1. ábra)*. Az adatok legfőbb forrásai: a korábban végzett meteorológiai és növényi megfigyelések, a kísérletek során gyűjtött adatok, valamint a korábbi kutatások.

Az adatanyag birtokában meghatározhatók tapasztalati összefüggések, illetve az elméleti ismeretek birtokában a tényleges adatokra olyan görbék illeszthetők, amelyek a kapcsolatokat az elméletnek megfelelő matematikai formában adják meg. Legcélszerűbb a legjobban illeszkedő görbét alkalmazni, több azonos értékű megoldás esetén pedig az egyszerűbbet kell választani (*Jones*, 1983). A meteorológiai és növényi adatok közötti kapcsolatot a matematikai-statisztika módszereivel is tanulmányozhatjuk. Ezt a kapcsolatot, mint időben változó folyamatot is vizsgálhatjuk, s a növények növekedését, fejlődését és produktivitását mint dinamikus folyamatot írhatjuk le. Napjainkban azonban nemcsak a dinamikus módszerek, hanem sok esetben a statisztikus módszerek is figyelembe veszik az időben egymásra épülő hatásokat (*Baier*, 1973; *Frere* és *Popov*, 1979), a dinamikus módszerek pedig összekapcsolódnak a statisztikus módszerekkel (*Polevoj*, 1983). Ezért azt mondhatjuk, hogy a korszerű modellek jellemzője a folyamat-orientáltság (*Sakamoto*, 1980).

Az időjárás–növény modellek felépítésekor fontos szerepet játszik az is, hogy milyen alkalmazási terület számára készülnek. Ha az a cél, hogy segítségükkel magát az időjárás–növény kapcsolatot minél jobban megismerjük, ak-

kor a talaj–növény–légkör rendszer lehető legrészletesebb leírására kell törekedni. Ez a szántóföldi kísérletek alapján kidolgozott modellek jellemzője. Amennyiben a modell éghajlati jellemzésre készül, akkor a rendszert csak jelentős leegyszerűsítéssel modellezhetjük. Az előrejelzési célt szolgáló modelleknél pedig az a legfontosabb, hogy azok az egyszerűsítő feltételek mellett még prediktor jellegű változókra is épüljenek.

A modellek tér- és időbeli reprezentativitása. Az egyes modellek nemcsak a felépítésüket tekintve különböznek egymástól, hanem abban is, hogy érvényüket mekkora területre és milyen időtartamra kívánjuk kiterjeszteni. Tér- és időbeli reprezentativitásuk alapján *Sakamoto* (1980) osztályozta a modelleket. Ennek az osztályozásnak a hazai viszonyokra módosított változatát a *2. ábrán* mutatjuk be.



2. ábra: Az agrometeorológiai modellek tér- és időbeli osztályozása

Első generációs modellek közé soroljuk azokat a modelleket, amelyek 100 km²-nél nagyobb területre és dekádnál hosszabb időszakra vonatkoznak. Ebbe a csoportba sorolhatók a sugárzáshasznosulást, a vízfelhasználást, a fejlődési ütemet stb. meghatározó modellek, valamint a káros jelenségek hatását kifejező vegetációs modellek.

A második generációs modellek a 10 km² és a 10 000 km² közötti területekre vonatkozó és a nap, dekád, hónap hosszúságú modelleket foglalják magukba. Ide tartoznak a megyei termésátlagok előrejelzésére szolgáló modellek.

A harmadik generációs modellek közé az 50 km²-nél kisebb területre vonatkozó, óra, nap időtartamú modellek tartoznak. Elsősorban a szántóföldi kísérletek adataira épülnek, s a talaj–növény–légkör rendszernek az előbbi kettőnél jóval részletesebb leírását adják. Szinte kizárólag elméleti-megismerési célokat szolgálnak.

Főbb modelltípusok. Az időjárás–növény modellek által jellemzett talaj–növény–légkör rendszer több tudomány határterületéhez tartozik. Az időjárás–növény modellekhez kapcsolódó fogalmak is ezt a sokszínűséget tükrözik.

Általában olyan fogalmakat használnak, amelyek egy-egy szakterület fogalomrendszeréhez viszont nehezebben kapcsolhatók. Ezért *Baier* (1979) kísérletet tett arra, hogy a fogalomrendszert egységesítse. A probléma azonban éppen az, hogy e fogalmaknak különböző tudományok fogalomrendszerébe kell beilleszkedniök, a modellek kidolgozói pedig arra törekszenek, hogy az új elnevezésekkel modelljük sajátosságait emeljék ki. Emiatt *Haun* (1983) szerint nagyon nehéz egységes fogalomrendszer kidolgozása, s a modellek néhány főbb típusba sorolása.

Általában a szerzők többsége mégis két nagy csoportot szokott egymástól elkülöníteni: a statisztikai és a dinamikus modelleket. Statisztikai modelleknek azokat a modelleket szokták nevezni, amelyek a meteorológiai tényezők és a növényi életjelenségek közötti kapcsolatot a matematikai-statisztika módszereivel elemzik. Ezen a csoporton belül meg szokták még különböztetni a tapasztalati-statisztikai modelleket és a fizikai-statisztikai modelleket (*Robertson*, 1983). A tapasztalati-statisztikai modellek az időjárás – növény kapcsolatot közvetlenül határozzák meg úgy, hogy egy vagy több meteorológiai és nem-meteorológiai tényezőt pedig többnyire állandónak tekintik. A fizikai-statisztikai modellek a tendenciózusan változó nem-meteorológiai tényezőket az időbeli trend segítségével külön számítják, s a meteorológiai és nem-meteorológiai hatásokat egymástól szétválasztva kezelik. Attól függően, hogy a trendtől való eltéréseket vagy a trendarányokat tekintik az időjárási hatás kifejezésének, beszélhetünk additív vagy multiplikatív jellegű fizikai-statisztikai modellekről.

A dinamikus modellek jellemzője, hogy az időben egymásutáni meteorológiai hatásokból határozzák meg a növényi biomassza felhalmozódását. Vannak olyan dinamikus modellek, amelyek részletesebben leírják a talaj – növény – légkör rendszerben lejátszódó folyamatokat, s vannak olyanok, amelyek jelentős egyszerűsítéseket tartalmaznak (*Baier*, 1981). A részletesebb leírást adó modelleket *Polevoj* (1983) dinamikus modelleknek, az egyszerűsítéseket tartalmazókat pedig dinamikus-statisztikai modelleknek nevezi. E modellek tehát csak a leírás részletességében térnek el egymástól, felépítésük szerkezete megegyezik (*Robertson*, 1983).

Statisztikai modell

A fizikai-statisztikai modellek – mint említettük – alapvetően a meteorológiai tényezők és a fajta, valamint az agrotechnika hatásának szétválasztására épülnek. Az utóbbiak hatását valamilyen trendfüggvénnyel szokták meghatározni. Célszerű az idősorba minél jobban illeszkedő függvényt választani. Előnyös tulajdonságai miatt az utóbbi időben erre a célra a harmonikus súlyozású trendet használtuk (*Varga – Haszonits*, 1983). Az időjárási hatásokat eleinte mint trendanomáliákat vettük figyelembe (*Varga – Haszonits*, 1979; *Szalai*, és *Varga-Haszonits*, 1980). Mivel azonban a terméshozamok növekedésével a trend körüli ingadozások is megnövekedtek, nyilvánvaló, hogy az időjárási hatásokat nem a trendanomáliák, hanem a trendarányok fejezik ki jobban.

Ezért olyan fizikai-statisztikai modellt fejlesztettünk ki, amely az időjárási hatásokat a trendarányokkal hozza kapcsolatba. A trendarányokat a vegetációs periódus egymást követő szakaszai alatti meteorológiai tényezőkkel hoztuk kapcsolatba. Becslő függvényként azokat az összefüggéseket választottuk ki, amelyeknek szignifikáns korrelációs indexük volt, s a modell átlagos hibáját az előző szakaszokéhoz képest fokozatosan csökkentették. Kiinduló alapbecslésnek a középértékkel történő becslést tekintettük. Ezt követi az agrotechnikai szintet ki-

fejező trendfüggvénnyel történő becslés, s erre épülnek a szakaszonkénti meteorológiai becslések. A módszer elvi felépítését az *I. táblázat*ban mutatjuk be.

I. TÁBLÁZAT

A fizikai- statisztikai modell elvi felépítése

Függvény	Korreláció	Hiba
1. $\hat{Y}(t) = \overline{Y}$	–	$\sigma(Y)$
2. $\hat{Y}_0(t) = Y_0(t)$	r_0	$\delta_0(t)$
3. $\dfrac{Y(t)}{Y_0(T)} = f_1(m_1)$	r_1	–
4. $\hat{Y}_1(t) = Y_0(t) \cdot f_1(m_1)$	–	$\delta_1(m_1)$
5. $\dfrac{Y(t)}{Y_0(t) \cdot f_1(m_1)} = f_2(m_2)$	r_2	–
6. $\hat{Y}_2(t) = Y_0(t) \cdot f_1(m_1) \cdot f_2(m_2)$	–	$\delta_2(m_2)$
7. $\dfrac{Y(t)}{Y_0(t) \cdot f_1(m_1) \cdot f_2(m_2)}$	r_3	–
8. $\hat{Y}_3(t) = Y_0(t) \cdot f_1(m_1) \cdot f_2(m_2) \cdot f_3(m_3)$	–	$\delta_3(m_3)$
9. $\dfrac{Y(t)}{Y_0(t) \cdot f_1(m_1) \cdot f_2(m_2) \cdot f_3(m_3)} = f_4(m_4)$	r_4	–
10. $\hat{Y}_4(t) = Y_0(t) \cdot f_1(m_1) \cdot f_2(m_2) \cdot f_3(m_3) \cdot f_4(m_4)$	–	$\delta_4(m_4)$

A szakaszolást a növények a meteorológiai tényezők iránti változó igénye alapján végeztük el. Az őszi búza esetében ez a vetés és a hőmérséklet őszi 5 fok alá süllyedése közötti időszak, az őszi 5 fok alá süllyedéstől a tavaszi 5 fok fölé emelkedésig terjedő időszak, a tavaszi 5 fok fölé emelkedéstől a virágzásig és a virágzástól az érésig tartó időszak. Az egyszerűség kedvéért ezeket az időszakokat naptári időszakokkal közelítettük. A kapott eredményeket a *II. táblázat*ban mutatjuk be.

Dinamikus modell

Az elmúlt időszakban foglalkoztunk olyan dinamikus modell kidolgozásával is, amely felhasználható a megyei és az országos termésátlagok becslésére. A modell elvi vázlatát a *3. ábrán* mutatjuk be. Az alapmodell a bemutatott talaj – növény – légkör rendszer olyan egyszerűsítését jelenti, amelyben csak a legfontosabb meteorológiai hatótényezőket (a sugárzást, a hőmérsékletet és a talajnedvességet) vesszük figyelembe, s azt vizsgáljuk, hogy a levélfelületen keresztül a fotoszintézis során végbemenő szervesanyag-gyarapodásra milyen hatással

vannak. Ezt követően meghatározzuk a légzés során végbemenő szervesanyag-veszteséget, majd a fotoszintézis és a légzés különbségeként előálló szervesanyag-gyarapodást. Az előző időszak végén kialakult szervesanyag-mennyiséghez hozzá-

II. TÁBLÁZAT

A szakaszos közelítés átlagos hibái (őszi búza megyei termésátlagok alapján)

	Megye	$\sigma(Y)$	$\delta_0(t)$	$\delta_1(m_1)$	$\delta_2(m_2)$	$\delta_3(m_3)$	$\delta_4(m_4)$
Dunántúl	Győr – Sopron	1092	277	255	227	201	–
	Vas	868	275	246	238	208	–
	Zala	863	269	229	221	201	176
	Somogy	923	283	253	247	230	221
	Veszprém	909	286	271	246	193	–
	Komárom	1045	348	291	247	200	–
	Fejér	1209	387	335	301	278	–
	Tolna	1247	382	328	315	306	280
	Baranya	1228	315	312	304	267	–
Alföld	Bács-Kiskun	1177	361	310	299	268	241
	Pest	1020	307	258	242	207	–
	Szolnok	1053	334	304	289	280	–
	Csongrád	991	349	268	252	228	–
	Békés	1127	327	264	218	207	–
	Hajdú-Bihar	1056	318	271	257	238	206
	Szabolcs-Szatmár	683	215	184	175	167	–
Észak-Magyarország	Borsod-Abaúj-Zemplén	818	248	243	208	192	–
	Heves	904	319	304	222	182	–
	Nógrád	922	308	286	251	229	200

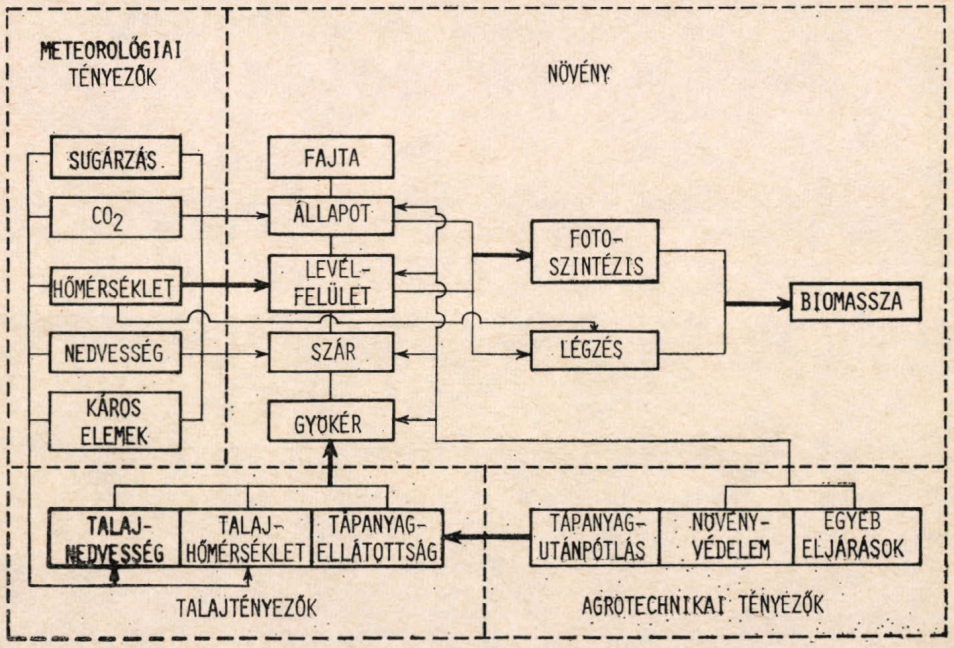
adva a következő időszak alatti gyarapodást, megkapjuk az időszak végén a szervesanyag-mennyiséget. Folyamatosan elvégezve ezt a számítást a vetéstől az érésig, a meteorológiai adatok alapján követni tudjuk a termés alakulását.

A feladat megoldását a számításhoz szükséges adatok előállításával kell kezdeni. A hőmérsékleti adatok a rendszeres mérésekből rendelkezésünkre állnak. A talajnedvesség-adatok mérések vagy számítás útján ugyancsak előállíthatók. A fotoszintetikusan aktív sugárzást ugyancsak mérhetjük, vagy az Angström-formulával előállított globálsugárzásból számíthatjuk.

Az adatok segítségével először a levélfelületet határozzuk meg. Ehhez őszi búza esetében az 5 fok feletti aktív hőmérsékleti összegeket használjuk. Kompolti kísérleti adatok alapján a levélfelület alakulását a következő függvénnyel közelíthetjük:

$$LAI = MLAI \exp -a\left(\frac{ST - ST_0}{1000}\right)^2 \qquad (1)$$

ahol LAI a levélfelület nagysága m^2/m^2-ben, $MLAI$ a maximális levélfelület, ST a hőmérsékleti összeg és ST_0 az a hőmérsékleti összeg, amelynél a levélfelület eléri a maximumát. Az a érték 8,5, ha $ST \leqq ST_0$ és 2,5, ha $ST > ST_0$.



3. ábra: A dinamikus modell elvi felépítése

A levélfelület nagyságának ismeretében a *Hodges – Kanemasu* (1977) egyenlet segítségével meghatározhatjuk, hogy az őszi búza mennyi fotoszintetikusan aktív sugárzást nyel el:

$$Q_{FA} = Q_{FFA} \cdot LAI^{0,3296} \tag{2}$$

ahol Q_{FA} az őszi búza által elnyelt fotoszintetikusan aktív sugárzás mennyisége, Q_{FFA} az őszi búzaállomány felszínére érkező fotoszintetikusan aktív sugárzás. Az őszi búzaállomány elnyelése a 4,6 LAI értéknél maximális. Az ennél nagyobb levélfelület esetén a levelek egymást árnyékoló hatása következtében a sugárzáselnyelés nem növekszik tovább. A tapasztalatok szerint az elnyelt sugárzás ekkor az állomány felszínére érkező sugárzás 95%-át teszi ki.

Az őszi búzaállomány által elnyelt sugárzás mennyiségéből meghatározhatjuk a fotoszintézis intenzitásának óránkénti értékét a *Davidson – Philip* (1958) féle formula segítségével:

$$F_0 = F_{MAX} \frac{Q_{FA}}{Q_F + K_A} \tag{3}$$

A (3) formulában F_0 a fotoszintézis intenzitásának órás értéke, F_{MAX} a sugárzástelítettséghez tartozó maximális fotoszintézis-érték, amely az őszi búzánál *Polevoj* (1983) adatai szerint 2,5 $g \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$-nek tekinthető, K az $F_0/F_{MAX} = 0,5$ esetében adódó érték.

Ha a fotoszintézis intenzitását egész napra és teljes levélfelületre akarjuk számítani, akkor a (3) összefüggéssel kapott értéket meg kell még szorozni a nappal hosszával (H), a levélfelület nagyságával (LAI) és a fotoszintézis hasznosulásának együtthatójával ($\varepsilon = 0{,}68$):

$$F_{OPT} = \varepsilon \cdot F_0 \cdot H \cdot LAI \tag{4}$$

ahol F_{OPT} a fotoszintézis napi értéke teljes levélfelületre számítva abban az esetben, ha a levélfelület, a hőmérséklet és a talajnedvesség hatása is optimális.

Amennyiben a levélfelület, a hőmérséklet és a talajnedvesség értéke nem optimális, akkor még ezek fotoszintézisre vonatkoztatott hatásfüggvényét is meg kell határozni. A levélfelület, a hőmérséklet és a talajnedvesség hatásfüggvényét oly módon számítjuk, hogy a hatásfüggvény 0 és 1 között változzék, s értéke a vizsgált tényezők optimális értékénél legyen 1.

Az $f_L(LAI)$ levélfelületi hatásfüggvény *Davidson* és *Philip* (1958), valamint *Hodges* és *Kanemasu* (1977) munkáira támaszkodva a következő függvénnyel határozható meg:

$$f_L(LAI) = \exp -0{,}1(LAI - LAI_0)^2 \tag{5}$$

ahol LAI_0 az a levélfelületi érték, amelynél a fotoszintézis intenzitása maximális.

Az $f_T(T)$ hőmérsékleti hatásfüggvény *Sabanov* (1971) és *Polevoj* (1983) munkáinak figyelembe vételével a következőképpen adható meg:

$$f_T(T) = \exp -b\left(\frac{T - T_0}{10}\right)^2 \tag{6}$$

ahol T a tényleges hőmérséklet, T_0 az a hőmérsékleti érték, amelynél a fotoszintézis intezitása maximális. A $b = 1$ ha $T \leqq T_0$ és $b = 3{,}5$, ha $T > T_0$, mivel az optimális hőmérséklet feletti értékeknél a fotoszintézis intenzitása gyorsabban csökken, mint ahogyan az optimálisnál alacsonyabb értékek esetén növekszik.

Az $f_W(W)$ talajnedvesség-hatásfüggvény *Gojsza, Olejnyik* és *Rogacsenko* (1983) szerint a következő formában számítható:

$$f_W(W) = \exp -0{,}00035\,(W - W_0)^2 \tag{7}$$

ahol W a felső 50 cm-es rétegben levő hasznos víztartalom tényleges értéke, W_0 pedig ugyanebben a rétegben az a hasznos víztartalom-érték, amelynél a fotoszintézis intenzitása maximális.

A bemutatott hatásfüggvények az optimális értéknél veszik fel az 1 értéket. Ha a vizsgált tényező értéke eltér az optimálistól, akkor a függvény értéke 0 és 1 között változik.

E függvények segítségével ki tudjuk számítani a fotoszintézis tényleges napi értékét (F_{REAL}) is:

$$F_{REAL} = 6_{OPT} \cdot f_L(LAI) \cdot f_T(T) \cdot f_W(W) \tag{8}$$

A légzés (R) okozta szárazanyag-veszteség számítása a *McCree* (1971) féle függvénnyel történik:

$$R = cF_{REAL} + d \cdot M \tag{9}$$

ahol M a számítás időpontjáig felhalmozódott biomassza, a c és d konstansokat pedig *Hodges* és *Kanemasu* (1977) őszi búzára vonatkozó vizsgálatai alapján javasolt értékekkel ($c = 0{,}29$ és $d = 0{,}018$) számítottuk.

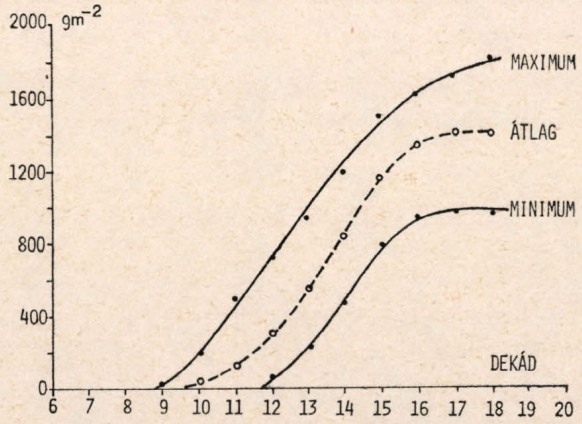
A fotoszintézis és légzés értékeinek ismeretében a biomassza-gyarapodás (dM) is számítható:

$$dM = F_{\text{REAL}} - R \tag{10}$$

Ezt az értéket hozzáadva az előző időszak végére kialakult biomassza-értékhez (M_{i-1}), megkapjuk az i-edik időszak végére létrejött biomassza-mennyiséget:

$$M_i = M_{i-1} + dM \tag{11}$$

Az összegezést az egész tenyészidőszak folyamán folyamatosan elvégezve megkapjuk a tenyészidőszak végére kialakuló biomassza-mennyiséget.



4. ábra: Őszi búza biomassza-növekedése (Kompolt 1951 – 1980)

A kompolti meteorológiai adatok alapján számított maximális és minimális biomassza-értékek *(4. ábra)* megadják, hogy az 1951 – 1980 közötti időszakban milyen határok között változott az őszi búza biomassza-termelése. A számítás dekádonként történt. Ha azt is szeretnénk tudni, hogy a vegetációs periódus egésze vagy egy-egy dekád agrometeorológiai szempontból kedvező, átlagos vagy kedvezőtlen volt-e, akkor ki kell számítani az agrometeorológiai indexet (AGI):

$$AGI = \frac{M_i}{M_k}, \tag{12}$$

ahol M_i a kérdéses időszak biomassza-mennyisége, M_k pedig az adott időszak biomassza-mennyiségének sokéves átlaga.

Az egész vegetációs periódusra kapott AGI értékeket összefüggésbe hozva az azonos évek trendarányaival az

$$\frac{Y(t)}{Y_0(t)} = f(AGI) \tag{13}$$

függvényt kapjuk, amelynek korrelációs indexe kompolti adatok alapján 0,63 volt. A (13) formula alapján a statisztikai modellnél megismert módon előállítható a becslőfüggvény:

$$Y(t) = Y_0(t) \cdot f(AGI) \tag{14}$$

A (14) becslőfüggvénnyel végzett előrejelzések esetén, az említett kompolti adatokra vonatkozóan az összes eset 72%-ában várható, hogy a hiba 10% alatt marad.

A dinamikus modell jelentősége abban áll, hogy akár naponta eldönthető, mely meteorológiai elemek és milyen mértékben befolyásolták a terméshozamokat. Ezenkívül a különböző meteorológiai hatások szimulálásával olyan kérdésekre is választ kaphatunk, amelyekre vonatkozóan a gyakorlatban még nem rendelkezünk adatokkal. Az elmondottak miatt a jövőben a dinamikus modellek további gyors fejlődése várható.

IRODALOM

Baier, W., 1973: Crop-Weather Analysis Model: Review and Model Development. *Journal of Applied Meteorology*, 937–947.

Baier, W., 1979: Note on the terminology of crop-weather models. *Agricultural Meteorology*, *20.*, 137–145.

Baier, W., 1981: Crop-Weather Analysis Models, Application of Remote Sensing to Agricultural Production Forecasting, 108–118.

Davidsen, J. L., Philip, J. R., 1958: Light and Pasture Growth Climatology and Microclimatology, Unesco, 181–187.

Frère, M., Popov, G. F., 1979: Agrometeorological Crop Monitoring and Forecasting. Food and Agriculture Organization of the United Nations, 37.

Gojsza, N. N., Olejnyik, R. N., Rogacsenko, A. D., 1983: Gidrometeorologicseszkij rezsim i produktyivnosztyi orosajemoj kukuruzi. Gidrometeoizdat, Leningrad, 230 p.

Haun, J. R., 1983: Mathematical Models in Agrometeorology. CAgM Report No. 14, 10 p.

Hodges, T. Kanemasu, E. T., 1977: Modelling Daily Dry Matter Production of Winter Wheat *Agronomy Journal*, 974–978.

Jones, H. G., 1983: Plants and Microclimate. Cambridge University Press, 323 p.

Polevoj, A.N., 1983: Tyeorija i raszcsot produktyivnosztyi szelszkohozjajsztvennih kultur. Gidrometeoizdat, Leningrád, 105 p.

Robertson, G. W., 1983: Guidlines on Crop-Weather Models WMO, World Climate Programme, 115 p.

Sabanov, V. V., 1973: Bioklimatyicseszkoje obosznovanyije melioracij. Gidrometeoizdat, 165 p.

Sakamoto, C. M., 1981: The Technology of Crop-Weather Modelling. Food-Climate Interactions, 383–398.

Szalay Gy., Varga-Haszonits Z., 1980: Az őszi búza termésátlagának előrejelzése csapadék- és hőmérséklet-adatok alapján. *Növénytermelés*, *Tom. 29*, No. 1, 37–43.

Varga-Haszonits Z., 1979: Az őszi búza területi termésátlagának előrejelzése meteorológiai paraméterek alapján. *Időjárás*, *83*, No. 6, 332–340.

Varga-Haszonits Z., 1983: A multiplikatív időjárás-termés modellek elvi-módszertani alapjai. Beszámolók az 1983-ban végzett kutatásokról.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

Modellek a fűszerpaprika festéktartalmának és termésátlagának előrejelzésére

ERDŐS LÁSZLÓ, *ELTE Meteorológiai Tanszék, H–1083 Budapest, Kun Béla tér 2.*
LAMBERT KÁROLY, *Központi Meteorológiai Intézet, H–1525 Budapest, Pf. 38.*

Models to forecast the colour stuff content and the yield of spice paprika. The authors introduced new models to forecast the colour stuff content and the yield. Both models belong to such type of forecasting which are only based on information of the past weather already known. In other respects the two models radically differ from each other. Two predictors (that of temperature and phenology) are needed in the model of forecasting the colour stuff content. The former (denoted by p) is represented by a negative temperature difference, $T-T_{opt}$ with showing $T-$ actual air temperature and T_{opt} – estimated optimum temperature of the colour stuff formation. The values of p – predictor must be calculated for every half month period, but are used as a cumulative variable in the subsequent forecasts. The other, so-called predictor of phenology is expressed as an indicator of the speed in the development of the paprika plant (f_b – rapid; $\bar{f}$ – mean; f_a – slow). Using both predictors altogether in the model repeated forecasts are permitted in a series, twice a month, from early July to the middle of September. A few theoretical considerations provide a primary basis for costructing a model of yield forecasting. A given set of yield data must be plotted against as many climatic factors (indices) as possible, one by one. Then the upper lines enveloping the scatter field of points (upper bound functions) can be determined. From this scheme however many upper bound values of an unknown yield can be computed, the lowest of which is approximately equal to the desired yield itself. Of great importance is the selection of the appropriate weather indices and the period providing weather data. Yield forecasts will be issued two times through the growing season, early August and September, respectively. Forecastings of colour stuff content have been continued since 1983, with quite good results. Forecastings of yield started only in 1985, for the time being, the results cannot still be evaluated.

*

Modellek a fűszerpaprika festéktartalmának és termésátlagának előrejelzésére. A szerzők új modelleket vezettek be a fűszerpaprika festéktartalom és a termésátlag előrejelzésére. Mindkét modell olyan típusú, amelyik csak a múlt időjárási információira támaszkodik. Más vonatkozásokban a két modell gyökeresen különbözik egymástól. A festéktartalom előrejelző modellnek két prediktora van: a hőmérsékleti és a fenológiai prediktor. A hőmérsékleti, azaz a p – prediktor a középhőmérséklet és a festékképződés optimális hőmérsékletének negatív különbségeit ($T-T_{opt}$) jelenti. Ezeket kéthetes időszakokra számítjuk ki és összegezzük a tenyészidőszak folyamán. A fenológiai prediktor a paprika gyorsabb, átlagos vagy lassúbb fejlődési ütemét veszi figyelembe ($f_a, \bar{f}, f_b$). A kétféle prediktor együttes, többlépcsős alkalmazása lehetővé teszi a festéktartalom előrejelzését. Az előrejelzéseket július elejétől, kéthetenként szeptember közepéig folytatjuk. A termésátlag előrejelző modell néhány elméleti megfontolás on alapszik. A termésátlagok egy adott halmazát különböző, minél több időjárási tényező (indexek) függvényében külön-külön ábrázoljuk. Meghatározzuk a szórási mezők felső burkoló görbéit (felső korlát függvényeit). Ezekből egy keresett termésátlag akárhány felső korlátja kiszámítható, és közülük a legkisebb maga a keresett termésátlag. Fontos az időjárási indexek és az információs időszak megválasztása. Termésátlag előrejelzéseket két alkalommal, augusztus, ill. szeptember elején adunk. Festéktartalom előrejelzések 1983. óta folynak, egészen jó eredménnyel. A termésátlag előrejelzések 1985-ben kezdődtek, az eredmények még nem értékelhetők.

*

Kutatási célfeladatként a fűszerpaprika festéktartalmának és termésátlagainak az előrejelzését megoldó, tudományos módszerek kidolgozására és gyakorlati alkalmazására kaptunk megbízást. Eléggé hosszútávú és eléggé megbízható előrejelzések iránt a legkülönbözőbb termesztő, irányító és kereskedelmi szervek tanúsítanak élénk érdeklődést. Kellő időben, jó előrejelzések közvetlenül kimutatható, gazdasági értéket „termelhetnek". Az utóbbi években több, más zöldségnövény (borsó, paradicsom, uborka stb.) hasonló vizsgálataira is sor került, közöttük a fűszerpaprikával 1982-ben kezdtünk foglalkozni. Az alábbiakban ismertetjük a kidolgozott előrejelző modelleket, valamint az operatív előrejelzések eddigi tapasztalatait.

A festéktartalom előrejelzése

Az agrometeorológiai termés-előrejelzések eléggé sajátosak a meteorológiai előrejelzések között. Egyik irányban a bonyolultságuk, másik irányban a viszonylagos egyszerűségük a szembetűnő. Általánosan fogalmazva: időjárási folyamatoktól függő, a növényben realizálódott hatások, a növényválaszok előrejelzése a feladat. Valamilyen időben előremutató indikátorok létezése és felismerése szükséges ahhoz, hogy egy előrejelzési modell célszerű formában előállítható legyen. Lényegében háromféle közelítés lehetséges. A legegyszerűbb modell akkor alkalmazható, ha az input időben olyan hosszan előre meghatározza az outputot, amennyi a megkívánt előrejelzési időszakasz. Ekkor az előrejelzés időpontjában ismert inputból közvetlenül lehet előrejelezni. A másik lehetőség akkor adódik, amikor tudjuk, hogy az input az előrejelzési szakaszban végig hat a termésre, de maga az input változása előre ismert. A harmadik közelítés a legbonyolultabb: ha az előrejelzési szakaszban az input előre nem ismert, de tudjuk, hogy a termésre végig hatást gyakorol. Ekkor kétlépcsős előrejelzési modell szükséges: 1. az input előrejelzése; 2. a termés előrejelzése az input előrejelzések felhasználásával.

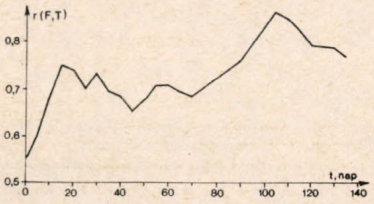
A gyakorlatban bármelyik közelítés előfordulhat. Az első közelítés akkor lehet eredményes, ha a termés fiziológiai előmeghatározottsága elég nagy. A fűszerpaprika festéktartalmáról ez kimutatható. Általánosan jellemző az is, hogy a növényekben integrálódnak és konzerválódnak a környezeti (időjárási) hatások, aminek következtében a várható hatáseredményt (a termést) egyre nagyobb mértékben, mégpedig a múlt, már ismert időjárásból lehet származtatni. Úgy is mondhatjuk, hogy a növényben a hatásmegmaradási hajlam többszörösen nagyobb, mint az időjárási folyamatokban. Az eddig kidolgozott fűszerparpika előrejelzési modellek ebbe a kategóriába tartoznak.

A második közelítés gyakorlati alkalmazása igen korlátozott. Fitotronban, üvegházakban és bizonyos szabadföldi kísérletekben lehet csak előre megtervezett és ezáltal ismert időjárást számításba venni. Lehet továbbá hipotézis szerint „megtervezett" időjárást (közepes, kedvező, kedvezőtlen stb.) feltételezve, arra vonatkoztatott előrejelzést készíteni. Lehet az első és második közelítés kombinációja: az időjárás a tenyészidőszak egyik szakaszára már tény (azaz ismert), a maradék szakaszára még hipotézis. A harmadik közelítéshez hosszútávú időjárási előrejelzések szükségesek. Közismert, hogy ma még a hosszútávú időjárás-előrejelzéseknek sem a részletezése, sem a megbízhatósága nincsen olyan fokú, hogy a termés előrejelzéseket célszerű lehetne *kizárólag* reájuk alapozni.

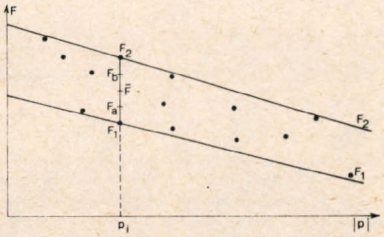
A fűszerpaprika festéktartalmának előrejelzési modellje

A festéktartalom a fűszerpaprika termésének minőségi mutatója, mennyiségileg a termésnek elhanyagolhatóan csekély hányada (néhány g/kg). Képződési mechanizmusa nem egyezik meg és időben sem esik szorosan egybe a termésátlag fő tömegének a képződésével. Kézenfekvő a feltevés, hogy a fűszerpaprika termésátlaga és a festéktartalom képződésében az időjárási elemek más-más komplexuma játszik meghatározó szerepet.

A festéktartalom képződésének domináns időjárási tényezője a hőmérséklet. Mellőzni kellett minden más, számbajöhető időjárási tényezőt (napfénytartam, légnedvesség, csapadék stb.), mert nem lehetett velük erősíteni a kapcsolatot. A hőmérséklet változót legcélszerűbben a napi középhőmérsékletből és a napi maximum hőmérsékletből tudtuk előállítani.



1. ábra: A festéktartalom és hőmérséklet kapcsolat időbeli menete.



2. ábra: A festéktartalom kifejezése a hőmérsékleti *p*-prediktor függvényeként, a tenyészidőszak adott időpontjában.

Mint minden hasonló kapcsolatra, a *festéktartalom-hőmérséklet kapcsolatára* is jellemző, hogy a tenyészidőszak folyamán többszörösen (fenofázisok szerint) változik. Van két súlyozott, szignifikáns időszak, amikor a kapcsolat a legszorosabb, azaz a hőmérséklet meghatározó szerepe a legkifejezettebb: először a fejlődés kezdeti szakaszában (a virágzás előtt) és másodszor az érési szakaszban *(1. ábra)*. A korai szignifikáns szakasznak a létezése, ill. a felismerése különösen előnyös az előrejelzések szempontjából. Ez ugyanis azt jelenti, hogy a festéktartalom fiziológiai előmeghatározottsága elég nagyfokú, és már a júniusi időjárás kialalakítja. A későbbi időjárás hatása is nagyon fontos, de a korai időjárásnak termést differenciáló hatása már az egész tenyészidőszak folyamán érvényesül. Véleményünk szerint ez a festéktartalomra gyakorolt, korai hatás csak közvetett jellegű lehet. A korai szakaszban az időjárás kedvező vagy kedvezőtlen voltára a növény gyorsabb vagy lassúbb ütemű fejlődéssel reagál. Ha a fejlődés lelassul, akkor az érési szakasz szükségképpen megrövidül és általában kedvezőtlenebb őszi időszakra tolódik el, míg kedvező esetben éppen fordítva.

Az eltelt időjárás teljes hatását maga a növény jelzi a növekedés és fejlődés sebességével. Ezek adott időpontban észlelhetők. A hatások valamilyen módon összegeződnek, vagyis többé-kevésbé a későbbi fejlődést is meghatározzák. Minél későbbi időpontban értékeljük az eredményeket, ezek annál pontosabban tükrözik a végső eredményt (a termést) is. Az előrejelzésekben a fenofázisok hosszát (a fejlődés sebességét) használjuk fel másik előrejelző változóként. Az időjárás teljes hatását öt tartományra bontjuk: különösen kedvező, kedvező, közepes, kedvezőtlen, különösen kedvezőtlen. A tartományok elhatárolásához pontos kritériumokat kell megadni. Ezeket a kritériumokat a fenofázisok elemzéséből kapjuk.

Szükséges az időjárási tényezők optimumának a meghatározása. Az optimum nem egy statikus érték, hanem időbeli menete van a tenyészidőszak folyamán. A festékképződés közelítő hőmérsékleti optimumának a menetét a legjobb terméső évjáratok hőmérsékleti meneteinek a figyelembevételével interpoláltuk és extrapoláltuk. Köztudott, hogy elméletileg sokféle optimum értelmezhető. Kellően pontos és általános érvényű optimumot, sem elméleti, sem gyakorlati okok miatt, rövid úton nem lehet előállítani. Meg kell elégedni ún. referencia optimumokkal, amelyeket (közelítőleg) kevés kísérletből, vagy akár elméletileg is meghatározhatunk.

Összehasonlító vizsgálataink eredményei arra a következtetésre vezettek, hogy kb. azonos értékű festéktartalom-időjárás kapcsolatokat lehet akkor is előállítani, ha nem fenofázisok szerint, hanem egyszerű naptári szakaszok szerint bontjuk fel a tenyészidőszakot. A következő (félhavi) szakaszokat választjuk: V. 20 – 31., VI. 1 – 15., VI. 16 – 30., VII. 1 – 15., VII. 16 – 31., VIII. 1 – 15.,

I. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti prediktor kiszámításának módja, 1975. évi adatok alapján

j	k	1	2	3	4
		T_{otp}	T (1975)	$T - T_{otp}$	$\Sigma (T - T_{otp}) \mid_{<0}$
1	.	18,0	17,4	−0,6	.
2	.	20,0	16,5	−3,5	.
3	1	20,0	20,5	0,5	−4,1
4	2	20,0	20,7	0,7	−4,1
5	3	21,0	20,3	−0,7	−4,8
6	4	21,0	19,9	−1,1	−5,9
7	5	19,0	19,2	0,2	−5,9
8	6	19,0	17,5	−1,5	−7,4

VIII. 16 – 31., IX. 1 – 15. (j = 1, 2, ... 8). Az egymást követő előrejelzések is ezekhez a naptári szakaszokhoz (a szakaszok végéhez) igazodnak, a virágzás kezdete után (k = 1, 2, ..., 6).

A modellhez szükségesek: a festéktartalom-hőmérséklet kapcsolata; az időjárás általános, lehetőleg teljes hatásának a kifejezése; a hatások integrációjának valamilyen kifejezése.

A festéktartalom *hőmérsékleti prediktorát* az I. *táblázat* sémája szerint kell kiszámítani. Feltételezzük, hogy az előforduló a T_{opt} feletti, magas hőmérséklet-többletek nem ártanak a festékképződésnek, a T_{opt} alatti hőmérsékletek viszont arányosan korlátozzák a festékképződést. Ezért csak a negatív különbségeket vesszük tekintetbe. Először VI. 30-ig (j = 3) összegezzük a negatív különbségeket (−4,1) és ez lesz a tenyészidőszak első hőmérsékleti prediktora (4. oszlop). A további hőmérsékleti prediktorokat a megfelelő j-szakaszok negatív hőmérséklet különbségeinek az összegezésével kapjuk.

Elegendő adatból, adott időpontra (k = 1, 2, ..., 6) megszerkeszthető a festéktartalom – hőmérsékleti prediktor kapcsolata *(2. ábra)*. A kapcsolat határozottan lineáris, de az adatok bizonyos szélességű szórási mezőt jelölnek ki. A festéktartalom szórásának mezőjét alulról-felülről egy-egy legjobban illeszkedő burkoló görbével határoljuk (F_1, F_2). Egy adott p hőmérsékleti prediktor értékhez a festéktartalom szórási mezőnek egy megfelelő $F_2 - F_1$ metszete tartozik. Az $F_2 - F_1$ ingadozási tartományt az ötféle időjárási típusnak megfelelő, egyenlő résztartományokra osztjuk. Mindegyik résztartományt a középértéke reprezentálja. Ezek: F_1, F_a, $\overline{F}$, F_b, F_2.

II. TÁBLÁZAT

A rendezett fenofázishosszak és a csoportosításukból előállított előrejelzési segédlet
(A, B, C, ... napok száma)

Sor-rend		*A*	év	*B*	év	*A*+*B*	év	*C*	év	*B*+*C*	év	A+B+C	év
		K – 504											
f_b	1.	32	79	23	77	73	76	30	79	81	71	116	79
	2.	35	76	25	71	74	71	46	82	81	77	128	81
	3.	35	82	33	81	77	81	49	78	84	79	130	71
	4.	40	73	36	72	78	72	51	81	84	81	131	76
$\overline{f}$	5.	42	72	37	80	79	77	56	71	87	82	132	82
	6.	44	81	38	76	83	73	58	75	96	76	137	77
	7.	45	74	41	75	84	80	58	76	97	72	139	72
	8.	47	75	43	73	86	79	58	77	99	75	146	75
f_a	9.	47	80	43	82	88	75	61	72	99	78	148	73
	10.	49	71	44	74	88	82	62	74	101	80	148	80
	11.	53	78	50	78	89	74	64	80	106	74	151	74
	12.	56	77	54	79	103	78	65	73	108	73	152	78

A valódi festéktartalom az öt résztartomány valamelyikébe eshet. A megfelelő résztartományt az eltelt időjárás hatásának a minősítésével, egy *fenológiai prediktor* segítségével határozzuk meg (előrejelezzük). Az időjárás megfelelőségének a mértékét a növény „nyugtázza" a fejlődés sebességével, a fenofázisok meghosszabbodásával vagy megrövidülésével. Az egyszerűség kedvéért nem különböztetünk meg fenofázisokat és fázisközöket, mindig fenofázisokról beszélünk. Indikátorként a következő fenofázisokat, ill. fenofázis kombinációkat használjuk fel: A = kelés-ültetés, B = ültetés-virágzás kezdet, C = virágzás kezdet-érés kezdet, és $A+B$, $B+C$, $A+B+C$. Felírjuk a fenofázis hosszakat növekedő sorrendben *(II. táblázat)* és a növekedő oszlopokat két részre választjuk egy V választóérték segítségével. A V értéknél rövidebb fenofázisok kedvező, a hosszabb fenofázisok kedvezőtlen időjárásra utalnak. Nyilvánvaló, hogy a V hosszúságú, ill. attól kissé eltérő hosszúságú fenofázisok a közepes időjáráshatást definiálják.

A *fenológiai prediktor* $f = f\,(A, B, C, t_v)$ a fenofázis hosszak és a fenofázis kombináció végződésének (t_v – a naptári időpontjának) a függvénye. Mindössze háromértékű változó (pl. $k = 1$ időpontjában):

$$f = \begin{cases} f_a & \text{ha } A, B, (A+B) > V \\ f_b & \text{ha } A, B, (A+B) < V \\ \overline{f} & \text{ha } A, B, (A+B) \gtrless V \end{cases}$$

Ha már ismert a C fenofázis hossza, akkor a többi kombináció is előállítható.

A fenológiai prediktor eredményes alkalmazásához a gyakorlati előrejelzésekben még számos, bizonyos részleteket érintő megfontolásra és kikötésre van szükség. Ezeket itt nem részletezhetjük kimerítően. Pl. célszerű a fenofázis kombinációk súlyozása: így súlyozottabb B mint A, és $A+B$ mint B stb. Egyidejűleg több paprika fajtára határozzuk meg az f prediktort. Külön súlyt képeznek a szélsőséges ($\ll V$ vagy $V \ll$) értékek és így tovább.

A fenológiai prediktor ($f_a, f_b, \overline{f}$) jelöli ki a megfelelő F_a, F_b $\overline{F}$ festéktartalom értéket, mint prediktanduszt, az első előrejelzés ($k = 1$) időpontjában. A kiválasztott prediktanduszt (mint változót) használjuk fel a következő előrejelzésekben is, a C fenofázis végéig (kb. a 4-ik, 5-ik előrejelzésig). Amikor már a három fenofázis kombináció (A, B, C) ismert, újból meg kell határozni a fenológiai prediktort. A további előrejelzéseket már az új (az ún. utóbbi) fenológiai prediktor, ill. az előbbi és az utóbbi prediktor együtt determinálja, az alábbi szabályok szerint (előbbi $f_{a_1}, f_{b1}, \overline{f_1}$, és utóbbi $f_{a_2}, f_{b2}, \overline{f_2}$ prediktorok):

1. Ha az előbbi és az utóbbi prediktorok különbözők (pl. f_{a1} és f_{b2}), akkor az előbbi prediktanduszt fel kell cserélni, a példa szerint F_a helyett F_b, vagy fordítva.

2. Ha az előbbi és az utóbbi prediktorok azonosak (a nem közepes, egyértelmű, tartós állapot esete), akkor a szélsőséges prediktanduszt kell választani, azaz f_{a1} és f_{a2}, esetén F_2.

3. Ha az előbbi és az utóbbi prediktorok f_{a1} és $\overline{f_2}$ vagy f_{b1} és $\overline{f_2}$ (az $\overline{f_1}$-et a gyakorlatban lehetőleg mellőzzük, mert vele az előrejelzések „hajlékonyságát" nem kívánt módon korlátoznánk), akkor megmarad az előbbi prediktandusz (F_a vagy F_b), de megadjuk hozzá $\overline{F}$-et mint valószínűbb prediktanduszt.

Az integráció elvét úgy érvényesítjük, hogy minden $k > 1$ előrejelzéskor az előrejelzett értéket közepeljük az összes korábbival és a közepelt értéket adjuk meg előrejelzésként. Ezáltal elérjük, hogy az előrejelzések idősora eléggé konzekvens, inkább tendenciát mutat, mint véletlen szóródást. Tény az is, hogy ezáltal a korábbi előrejelzések esetleges nagyobb hibája a későbbi előrejelzésekben, nem kívánt módon, súlyozottan öröklődik.

Minden előrejelzéskor két előrejelzési értéket közlünk, amelyek értelme: a közepesen valószínű festéktartalom $\mathbf{F} = \overline{F}$ (tehát az $F_2 - F_1$ intervallum középső értéke), a másik az érzékenyített (pontosított), a valószínűbben várható festéktartalom $\mathbf{F_e}$, amely az F_1, F_a, F_b, F_2 közül valamelyik. Az $\mathbf{F}$ prediktandusz előnye, hogy kizárólag a p prediktorral meghatározható, mintegy regressziós értékként előállítható. Az $\mathbf{F_e}$ a várható eltérés irányában érzékenyített, tehát várhatóan a pontosabb prediktandusz. Ha kiegészítő támpontok alapján, valamelyik prediktanduszt nyomatékosan valószínűbbnek minősíthetjük a másikkal szemben, azt aláhúzással jelöljük.

Bemutatjuk egy példán a teljes előrejelzési sémát a *III. táblázatban*. Mindegyik előrejelzés csak olyan információkra támaszkodhat, amelyek az előrejelzés időpontjában már ismertek. A $k = 1$ előrejelzés időpontjában ismertek: a $j = 1, 2, 3$ szakasznak a középhőmérsékletei és az A, B, $A+B$ fenofázis kombinációk. A fenofázisok négy fajtára összesítve az f_b, f_a, f_b prediktorokat tehát eredőként az f_b prediktort (bár nem elég határozottan) határozzák meg. Ugyanakkor a hőmérsékleti prediktor $p = 0{,}0$. Ezeket a segédletekbe behelyettesítve kapjuk: $F_1 = 7{,}6$; $F_2 = 9{,}8$; $\overline{F} = 8{,}8$; $F_b = 9{,}3$. A megadott előrejelzések tehát $\mathbf{F} = 8{,}8$ és $\mathbf{F_e} = 9{,}3$. A f prediktor a C fenofázis végéig rögzített marad. Ezért a $k = 2, 3$ előrejezések teljesen hasonló módon folytatódnak. A $k = 4$ időpont-

III. TÁBLÁZAT

A festéktartalom előrejelzéseinek teljes sémája
(1979. évi részletei)

a) Az *f* prediktorok előállítása (az adatok nem *A*, *B* stb. értékei, hanem ezek eltérései *V* értékétől)

Fajta	A	B	A+B	C	B+C	A+B+C	t_{v1}	t_{v2}
1	12	− 7	5	8	1	13	6.25	8.09
2	12	−15	−2	25	10	22	7.11	8.10
3	12	− 9	3	10	1	13	6.30	8.14
4	12	−14	− 3	20	6	18	7.07	8.08
	f_b	f_a	f_b	f_b	f_b	f_b		

b) a *p*rediktorok és a prediktanduszok kiszámítása

j	*k*	T_{opt}	*T*	$T - T_{opt}$	F_1	F_2	$\overline{F}$	F_b	F_2	F	F_e
1	–	18,0	21,8	3,8							
2	–	20,0	22,8	2,8							
3	–	20,0	20,0	0,0							
	1			*0,0*	7,6	9,9	8,8	9,3		8,8	9,3
4		20,0	17,4	−2,6							
	2			*−2,6*	6,2	8,6	7,4	8,0		8,1	8,7
5		21,0	19,6	*−1,4*							
	3			−4,0	5,9	8,1	7,0	7,5		7,7	8,3
6		21,0	20,7	*−0,3*							
	4			−4,3	6,0	8,3	7,2		8,3	7,6	8,3
7		19,0	17,6	*−1,4*							
	5			−5,7	6,1	8,1	7,1		8,1	7,5	8,2
8		19,0	17,3	*−1,7*							
	6			−7,4	6,2	8,0	7,1		8,0	7,4	8,1

IV. TÁBLÁZAT

A festéktartalom előrejelzésének eredményei, 1983 – 86 (g/kg)

Festéktartalom	Kalocsa (4 fajta átlagai)			Szeged (Sz – 20)		
	$\ddot{F}$	F_e	F_u	F	F_e	F_u
1983 előrejelzett	7,7	7,1	–	–	–	–
tény	–	7,8	–	–	–	–
1984 előrejelzett	5,8	6,2	–	6,0	6,6	–
tény	–	7,8*	–	–	6,5	9,1
1985 előrejelzett	5,9	6,8	(8,4)	6,5	7,5	9,7
tény	–	6,5	7,7	–	–	9,3
1986 előrejelzett	7,0	8,0	9,7	8,3	9,6	11,7
tény	–	7,9	–	–	–	–

* *Megjegyzés:* 1984-ben elmaradt az ún. első szedés, ezért a tényadat (7,8) bizonyos részleges utóérlelt adatnak tekinthető. 1986-ban a tényadatok még csak részben ismertek.

ban már C is ismert, ezáltal az összes fenofázis kombináció kiértékelhető. A C-ben f_b igen határozott, azaz végig: $f_b, f_a, f_b, f_b, f_b, f_b$. Látható még az is, hogy kb. átlagos virágzáskezdet (t_{v1}) után az érés (t_{v2}) már korán kezdődik. Ezekből egyértelmű: F_b-ről F_2-re kell váltani. Így folytatódik az előrejelzések sorozata $k = 4, 5, 6$.

A példában a valódi festéktartalom 8,1 g/kg volt. Ezt összevetve az előrejelzett értékekkel, azt látjuk, hogy a kezdeti szakaszban (főleg $k = 1$ idején) az előrejelzés túlbecslés volt, a második szakaszban (már $k = 3$-tól végig) viszont meglepően pontos.

A fenti modellben az ún. első szedésű, friss (kb. 18% szárazanyagra vonatkoztatott) festéktartalmat jelezzük előre. Elsőrendű gazdasági igények kielégítésére az utóérlelt festéktartalom ($\mathbf{F_u}$) előrejelzését is meg kell oldani. Ezt egyelőre csak regressziós függvények segítségével tudjuk átszámítani az előrejelzett, első szedésű festéktartalom értékekből, $\mathbf{F_u} = f(\mathbf{F}, \mathbf{F_e})$. A függvények mindig lineárisak, de többnyire határozottan kétértékűek. Ezek szétválasztása és értelmezése még nincsen megnyugtatóan megoldva.

Kísérleti jellegű, gyakorlati előrejelzéseket 1983 óta folytatunk. Az eddigi előrejelzések eredményei a *IV. táblázatban* láthatók. Utóérlelt paprika festéktartalmát csak 1985-től kezdve tudunk előrejelezni. Úgy látszik, hogy az előrejelzések határozottan eredményesek és megfelelhetnek magasabb szintű igényeknek is. Az utóérlelt paprika festéktartalmának előrejelezhetőségének gyakorlati jelentőségét aligha lehet túlbecsülni.

A fűszerpaprika termésátlagának előrejelzése

A termésátlagok évenkénti ingadozásai tanúsítják, hogy a termésátlag képződése nagy mértékben függ az időjárástól. A termésátlag kialakulásában az időjárási hatásfolyamatot egy termést alapozó és termést halmozó folyamatra bonthatjuk. A termést halmozó folyamat a tenyészidőszak valamely szűkebb szakaszára korlátozódik. A fűszerpaprika esetében ez augusztusra esik. A két fő termésátlagképző hatótényező a hőmérséklet és a csapadék. Más időjárási tényező egyenrangú hatását nem sikerült kimutatnunk. A termés kötődésében a relatív nedvesség is determináló tényező. A virágzás idején az időjárás hatása a termés kötődésére stresszhatás jellegű. Ekkor kedvezőtlen a túl száraz vagy túl nedves, valamint a túl hűvös és túl meleg időjárás is. A kritikus időszak az augusztus. Magas termésátlag csak akkor képződhet, ha ekkor az átlagnál magasabb a hőmérséklet és legalább közepesen csapadékos az időjárás.

A termésátlag előrejelzése határozottan nehezebb feladat, mint a festéktartalomé. Ennek lehetséges okai: 1. a termésátlag képződésének fiziológiai előmeghatározottsága kisebb mértékű; 2. a termésátlag az időjárás összetettebb hatásaitól függ, amelyeket valószínűleg még nem ismerünk elég pontosan; 3. többféle stressz jellegű hatás is érvényesülhet egyes években, amelyekről nincsen pontos tudomásunk, és az előrejelzésekben nem számolhatunk velük (pl. koraőszi fagykár, betegségek fellépése stb.); 4. a fajták közötti differenciáltság a terméskép ződésben valószínűleg szeszélyesebb, mint a festékképződésben (determinált és folytonérő fajták).

A fűszerpaprika termésének előrejelzési modellje

Többféle próbálkozás után, egy elméleti, ill. gyakorlati kivitelében is újszerű modell megfogalmazására és bevezetésére kényszerültünk. Egyelőre *minimum tényezős, felsőkorlát modellnek* hívjuk. A legrövidebb leírása a következő. A termésátlagok egy adott halmazát különböző időjárási tényezők (indexek) függvényében külön-külön ábrázoljuk. Meghatározzuk a szórási mezők felső burkoló görbéit (felsőkorlát függvényeit). Ezekből egy adott termésátlag akárhány felsőkorlátja kiszámítható, és közülük a legkisebb maga a keresett termésátlag.

A modell részletes felépítéséhez szükségesek különböző elméleti megfontolások, időjárási változók megfelelő indexei, a modell ábrázolása stb.

Különösen támaszkodunk legalább három elméleti megfontolásra. Ezek: a terméképződés (Liebig-féle) minimum törvénye, az optimumok és a keresztthatások értelmezése. Szükség van továbbá megfelelő időjárási változók megfelelő indexeire. Az indexekben az időjárási változók és a növényigények együttesen fejeződnek ki. A felhasználtak közül bemutatunk néhány csapadék- és hőmérséklet-indexet.

A csapadék, mint terméképző hatótényező, legalább háromváltozós függvényként értelmezhető: Nevezetesen az időszak csapadék összege, a nagyság szerinti szórása és az időbeli eloszlása. Feltehető továbbá, hogy a csapadék hasznosulása alulról és felülről is korlátos, vagyis a túl kicsi és túl nagy csapadék nem tud pozitív szerepet játszani a termésátlag kialakításában. Az alábbi indexekkel ki tudunk fejezni ilyen hatásokat.

Korlátos aktív csapadékösszeg: $I_{h1} = \sum h_{ab}$

Korlátos effektív csapadékösszeg: $I_{h2} = \sum (h - h_c)_b$,

$$I_{h3} = \frac{1}{n} \sum (h - h_c)_b,$$

$$I_{h4} = \frac{1}{\sigma} \sum (h - h_c)_b.$$

Csapadékeloszlás index:

$$D_k = \frac{N - (m_1 + \ldots + m_k)}{N\left(1 - \frac{k}{n}\right)}$$

Csapadék hatásindex: $I_{h5} = I_{h2} \cdot D_k$

Előállíthatók különböző típusú hőmérséklet-indexek. Több index kiszámításához szükség van a növény hőmérsékleti optimumainak, az optimum-görbének az ismeretére ($T_{opt.i}$; $i = 1, 2, \ldots$ a félhavi szakaszok a tenyészidőszakban). Máskor a szélsőséges hőmérsékletek (talaj- vagy léghőmérsékletek) felhasználása a célravezető.

Aktív hőmérséklet összeg: $I_{T1} = \sum T_a$

Effektív hőmérséklet összeg: $I_{T2} = \sum (T - T_c)$

Hőmérsékleti analógia index: $I_{T3} = \sqrt{\sum (T_i - T_{opt\cdot i})^2}$

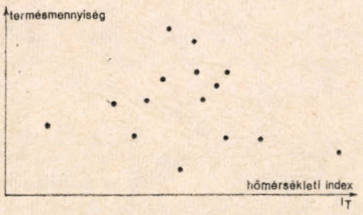
Félhavi átlagokból: $I_{T4} = \sum (T_{max} - T_{min})$

Pozitív eltérésekre: $I_{T5} = \sum (T_i - T_{opt\cdot i})$

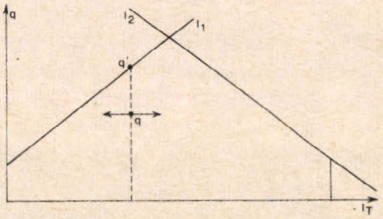
A fenti kifejezésekben használatos jelölések az alábbiak: $h_{ab} = 0$, ha $h \leq h_c$ vagy $h_{ab} = h_b$, ha $h \geq h_b$; $h_{ab} = h$ egyéb esetben, h – napi csapadékösszeg; h_c – minimális effektív csapadék, rögzített érték, legtöbbször $h_c = 3{,}0$ mm; h_b – választott felső korlát, legtöbbször $h_b = 40$ mm; n – a csapadékos napok száma; σ – a csapadékadatok szórása; N – a vizsgált időszak hossza (napok); m – a leghosszabb csapadékmentes időszak hossza, $m_1 > m_2 > \ldots$; T_a – minden $T > T_c$; T – napi középhőmérséklet; T_c – min. effektív hőmérséklet.

Az indexeket a tenyészidőszak különböző szakaszaira lehet kiszámítani. Külön feladat annak az aktív vagy kritikus időszaknak a felismerése, amikor egy adott index a legnagyobb mértékben determinálja, illetve differenciálja a termésátlagokat.

A modellt ábrázolni lehet. Ha egy termésátlag adathalmazt adott időjárási változó indexének függvényében ábrázoljuk, hasonló szórási mezőt kapunk, mint a *3. ábrán*. A felső, szélső pontok figyelembevételével, grafikusan vagy matematikai illesztéssel, meghatározzuk a szórási mező felső burkoló görbéit (itt



3. ábra: A termésátlagok ábrázolása egy hőmérsékleti index függvényeként.



4. ábra: A termésátlag előrejelző modell sémája.

l_1, l_2-egyenesek, amelyeket felső korlát függvényeknek hívunk a továbbiakban) amint ezek a *4. ábrán* láthatók. Ezt a sémát, iteratív módon, minél többféle idő járási indexszel, tetszőleges számban előállítjuk.

Ebből a sémából egy ismeretlen termésátlag ismert időjárási indexével kiszámítható a termésátlag egy felső korlátja (4. ábrán a baloldali pont). A felső korlát érték akármennyire eltérhet a termésátlagétól. Ha azonban más időjárási indexek függvényében is kiszámítjuk (ábrázoljuk) a felső korlátokat, akkor a termésátlag jobbra is és balra is „elmozdulhat", közelítheti, sőt elérheti a felső korlátot (pl. a 4. ábrán a jobboldali pont). Utóbbi eset akkor következhet be, amikor a független változó az adott termésátlag relatív minimumban levő hatótényezője. Ez a feltevés a termésképződés minimum törvényén alapszik. Elvben minden termésátlagnak van relatív minimumban levő hatótényezője, tehát mindig kiszámítható egy legkisebb felső korlát érték, amely legalább közelítőleg megegyezik a keresett termésátlag értékével.

A modell működése ezután rendkívül egyszerű. Ha a felső korlát függvények már ismertek, akkor a modell ábrázolása szükségtelen. Kiszámíthatjuk az ismeretlen termésátlag elegendően sok felső korlátját és kiválasztjuk a legkisebbet, amely egyenlő a keresett termésátlaggal.

Tapasztalatok szerint némely esetben nem kapunk elég pontos eredményt. Ennek többféle oka is lehet. Mindenekelőtt kudarcra vezet a modell alkalmazása akkor, ha a keresett termésátlag relatív minimumban levő hatótényezője kimarad a felhasznált hatótényezők közül. Az eredmények bizonyos mértékű szóródását azonban akkor sem lehet kiküszöbölni, ha az előbbi hiba nem áll fenn. Nem várható ugyanis, hogy azonos relatív minimum tényező azonos értékével kifejezett két termésátlag szigorúan megegyezzék egymással. A különbség nemcsak mintavételi hiba, véletlen hiba lehet, hanem legalább részben a termést alakító többi hatótényező kereszthatás kombinációinak a különbözőségével is magyarázható. A termésátlag mindig több hatótényező produktuma, és ezek végtelen sokféle kombinációs lehetősége voltaképpen minden termésátlagot szerkezetileg egyedivé tesz. A lehetséges különbség nagy mértékben függhet attól,

hogy a közös relatív minimum tényező mennyire erősen domináns tényező a termésátlagokban. Ha kevésbé domináns a tényező, akkor a kereszthatás kombinációk jobban érvényesülhetnek, azaz nagyobb termésátlag különbségek jöhetnek létre, és megfordítva. Ha a relatív minimum tényező szélsőséges, akkor egyre inkább elnyom minden más hatást és a termésátlagokat közelíti egymáshoz.

A modell az operatív előrejelzési rendszerben kulcsszerepet tölt be. A termésátlag előrejelzési rendszer három részből áll: egy kvalitatív előbecslésből (július elején), amelyben a modellnek nincs szerepe; két kvantitatív előrejelzésből (aug. 1-jén és szept. 1-jén), amelyek teljes mértékben a modellre épülnek.

A kvalitatív becslés a korai fejlődés általános feltételeinek ismeretében és főleg a terméskötődés (virágzáskor) minősítése alapján történik. A minősítés inkább csak korlátozó jellegű: az ismert feltételek korlátozhatják-e és mennyiben a legkedvezőbb terméskilátásokat? Tapasztalatok szerint ez a becslés főleg a determinált fajtákra vonatkoztatható.

A mennyiségi előrejelzést a modell segítségével állítjuk elő. Az első és második előrejelzésben nagyjából, de nem teljesen ugyanazokat az időjárási indexeket számítjuk ki. Az indexek tényanyagát az első előrejelzéshez június–júliusból, a második előrejelzéshez pedig július augusztusból állítjuk össze. A regionális előrejelzésekhez (Kalocsa, Szeged) különálló, helyileg reprezentatív időjárási tényanyagot használunk fel. A modell parametrizációja is regionális bontású, külön-külön a kalocsai, ill. a szegedi körzetre. A regionális előrejelzések tehát függetlenek egymástól.

Főleg a csapadék szeszélyessége miatt indokolt lehet, tájkörzeten belül, az előrejelzések további területi bontása, pl. meteorológiai állomások vagy termelőegységek szerint. Egyelőre nem bocsátunk közre, de elvégzünk ilyen előrejelzéseket is. Tulajdonképpen a helyi időjárási adatokból kiszámított indexeket helyettesítünk a regionálisan parametrizált, közös modellbe. Ezek az előrejelzések már nem függetlenek egymástól, de így is igen értékes, kiegészítő információkat szolgáltatnak.

A modellel egyelőre csak a részletezés nélkül értelmezett, tájkörzeti termésátlagok előrejelzésének megoldása áll szándékunkban, ami kétségtelenül a legfontosabb feladat. Minden további részletezés, fajták, kezelések (ültetett – helyrevetett), talajfajták stb. szerint csak akkor lehetséges, ha megfelelő növényi adatbázist lehet egybegyűjteni a modell parametrizálásához.

A modell szabatos verifikálására még nincsen lehetőség. Évek múlva az előrejelzések minősége alapján lehet majd megítélni a modell objektív értékét. 1986-ban már ezzel a modellel végeztük az előrejelzéseket, de a tényadatok még nem ismertek.

Mindkét előrejelzési modell (a festéktartalom és a termésátlag) logikai felépítésében sokkal általánosabb, semhogy csak a fűszerpaprika terméskomponensek előrejelzésére lehetne alkalmas. A jövőben mindkét modell szélesebb körű adaptációjára is sor kerülhet.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 2–3. szám. 1987. március–június.
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No. 2–3 March–June 1987 Budapest

A kukorica fejlődésének leírása dinamikus-szimulációs növénynövekedési modell segítségével

DUNKEL ZOLTÁN–HUNKÁR MÁRTA–ZÁRBOK ZSOLT, *Központi Meteorológiai Intézet, H–1525 Budapest, Pf. 38*

Description of the development of maize (Zea mays L.). using dynamic-simutalion plant-growth model. The dynamic (simulation) model is the most complex method among methods used to describe soil-plant-atmosphere system. Processes in the atmosphere and the soil have to be described in independent submodel if the whole model is built up. Choosing of time unit allows neglecting of modelling of environment in this realization. Weather was considered given by data series. The connection determining photosynthesis and respiration is the central part of the model. Growth of biomass and yield wanted in the end of vegetation in kgm^{-2} unit are computed using this connection by the help of growing functions. The meteorological and mass-growth data were measured at Agrometeorological Research Station in Keszthely are the base of this model.

*

A kukorica (Zea mays L.) növekedésének és fejlődésének leírása dinamikus-szimulációs növénynövekedési modell segítségével A növény-talaj-időjárás rendszer leírására alkalmazott módszerek közül a legösszetettebb módszer a dinamikus (szimulációs) modell. Teljes kiépítése során külön al-modellben kell leírni a talajban és a levegőben lezajló folyamatokat. Jelen kísérletben az időegység választása lehetővé teszi, hogy a környezet modellezését mellőzzük. Az időjárást különböző idősorokkal leírva adottnak tekintjük. A modell központi része a fotoszintézist és a légzést meghatározó összefüggés. Ezekből kiindulva a növekedési függvények segítségével állítjuk elő a tömeggyarapodást, illetve az ebből a vegetáció végére várható, kgm^{-2} egységben megadott termést. A modell alapja a Keszthelyi Kutató Állomáson mért kukorica tömeggyarapodási értékek és klímaadatok.

*

A talaj–növény–időjárás (légkör) rendszer állandó kölcsönhatásban él és fejlődik. Ahhoz, hogy a rendszer elemeit, egymásra gyakorolt hatásukat megértsük és leírjuk, olyan vizsgálati módszerre van szükség, ahol a rendszer szabadon és zavartalanul létezik. Ilyen vizsgálati eljárásnak egyik kézenfekvő megvalósítása a szántóföldi kísérlet. Ennek során egyes jelenségek szinte tökéletesen nyomon követhetők, míg mások, elsősorban műszer- és méréstechnikai okok miatt nem. E nehézségeken segíthet a modellezés. Modellen olyan anyagilag (fizikailag) megvalósított, vagy gondolatilag előállított (elképzelt) rendszert értünk, amely a megismerés folyamatában a kutatás tárgyát *helyettesíti*, ezzel világosan kifejezett *hasonlósági* viszonyban van, s ennek következtében a modell tanulmányozása és a vele végzett műveletek a kutatás valódi tárgyáról *további információk* szerzését teszik lehetővé. A talaj–növény–időjárás (légkör) rendszer fizikai modelljének egyik lehetséges megvalósítása a fitotron (klímakamra). A klímakamra segítségével nagyon sok valós helyzetet reprodukálhatunk, de a tökéletes szimuláció lehetetlen, mivel a Nap spektrális eloszlását követő sugár-

forrás nem áll rendelkezésünkre. A klímakamra kísérletekben, a laboratóriumi vizsgálatokban és a szántóföldi megfigyelések során azonban felhalmozódott annyi ismeret, adatok és törvények, hogy segítségükkel megalkothatunk egy olyan képzeletbeli, gondolati rendszert, amely alkalmas arra, hogy (teljes kiépítés esetén) megfelelő mértékben tükrözze a valóságot. Ezt a gondolati felépítményt (*Curry* 1971) a *talaj—növény—légkör rendszer modelljének* nevezzük. Az agrometeorológiai gyakorlatban ezt a modellt a növénynövekedés *dinamikus modell*jének, vagy a növény—időjárás rendszer *szimulációs modell*jének nevezzük.

A növény—talaj—légkör rendszert leíró modelleknek nagyon sokféle elnevezése létezik (*Baier*, 1979), mi a továbbiakban mindig a *dinamikus modell* elnevezést használjuk, megkülönböztetésül az agrometeorológiai gyakorlatban előforduló egyéb, analitikus és statisztikus termésbecslő modellektől. A dinamikus modell kiépítésének elsődleges célja a talaj—növény—légkör szimulálása további vizsgálatok végzésére. Haszna meteorológiai szempontból kettős. Egyrészt lehetőséget ad az időjárás—növény növekedésére és fejlődésére gyakorolt hatásának vizsgálatára, másrészt termésbecslő módszerként is alkalmazható (*Dunkel* és *Zárbok* 1980).

A dinamikus modell elvi felépítése

A modell központi része a növényi tömeggyarapodás leírása. Ez két elemből tevődik össze: a fotoszintézis során keletkező produktum és a légzés során eltávozó anyagmennyiség különbségéből. A modell mindig a szárazanyag változását adja meg úgy, hogy a fotoszintézis helyén (levél, szár, esetleg reproduktív szerveken) lejátszódó eseményeket követi nyomon, a környezeti (talaj, légkör), valamint a növény saját belső (mennyiségi, minőségi) változásai függvényeként. Dinamikus modell felépítésekor a következő logikai egységeket kell létrehozni:

(1) meg kell határoznunk azt, hogy adott „szabad légköri viszonyok" esetén hogyan alakul a mikroklíma a növényállományban, elsősorban mi várható az aktív fotoszintézis szintjén;
(2) meg kell adnunk azt, hogy az időjárás és a növényállomány hatására miként alakulnak a fotoszintézis és légzés időbeni menetét befolyásoló talajállapot-jellemzők;
(3) elő kell állítani azokat a függvényeket, amelyek leírják a levélben, és általában a fotoszintetizáló és légző növényi részeken végbemenő eseményeket az idő és a környezet függvényeként;
(4) a kapott tömeggyarapodás alapján kiszámítható az időben soron következő növényi állapot, meg kell adnunk a növény megváltozott paramétereit.

A dinamikus modell felépítése annyi, mint megadni a

$$\frac{dP}{dt} = f(P, S, A)$$

összefüggést, ahol P — a növény, S — a talaj és A — a légkör állapotát jellemzi. Ez itt csak egy elvi elképzelés, mert egyetlen összefüggéssel lehetetlen leírni az egész bonyolult növény—talaj—légkör rendszert. Az *1. ábrán* kíséreljük meg annak szemléltetését, milyen függvények ismerete szükséges ahhoz, hogy összeállítsunk egy dinamikus modellt. Meg kell jegyeznünk, hogy a *Shawcroft et al.*, (1974) nyomán összeállított ábra légkör- (időjárás) -centrikus, mivel elsősorban a meteorológiai elemek függvényeként előállítható paramétereket tünteti fel.

A dinamikus modell lehetséges megvalósítása

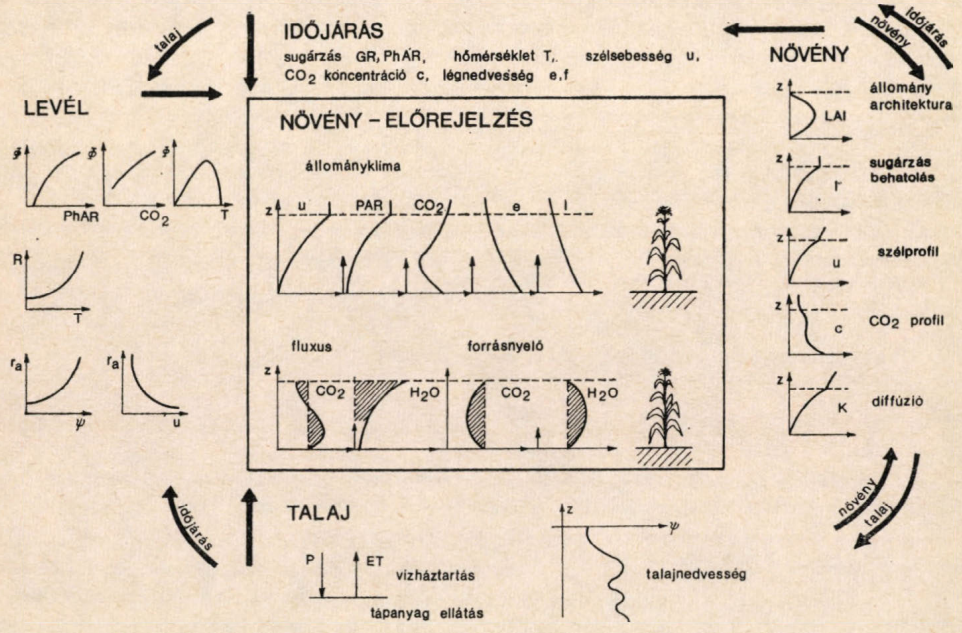
Legyen az *i-edik* időponthoz tartozó össz-szárazanyag-mennyiség, pontosabban a felületegységre eső tömeg M_i, kgm^{-2}. Az $i+1$-*edik* időpontban várható növényi össz-tömeget az

$$M_{i+1} = M_i + \varepsilon_1 \Phi - \varepsilon_2 \varphi_T R \tag{1}$$

összefüggéssel határozzuk meg. Az (1) egyenletben Φ a fotoszintetikus tömeggyarapodás, a CO_2 asszimiláció, R – a légzés. ε_1 és ε_2 konstansok. φ_T a légzés hőmérséklet-függése, az agrometeorológiai gyakorlatban a Q10-es függvénnyel szokás megadni:

$$\varphi_T = 2^{(T-T_0)/10} , \tag{2}$$

ahol T a léghőmérséklet napi közepe, T_0 – légzés optimális hőmérséklete.



1. ábra: A dinamikus modell elvi felépítése. *Jelölések: GR* – globálsugárzás, *PhAR* – fotoszintetikusan aktív sugárzás T – léghőmérséklet, u – szélsebesség, C – CO_2 koncentráció, e – páranyomás, f – relatív nedvesség, Φ – fotoszintézis, R – légzés, r – sztómaellenállás, Ψ – vízpotenciál, *LAI* – levélfelület-index, K – kicserélődési együttható, P – csapadék, *ET* – párolgás,

A Φ meghatározására többféle összefüggés ismert (*Peat* 1970, *Sirotenko and Boyko* 1975, *Galyamin and Syptich* 1977). Jelen felépítésben a *Chartier* formulát használtuk *Sirotenko* (1978) által javasolt formában. Eszerint az egy nap alatt várható CO_2 asszimiláció,

$$\Phi = \frac{\tau_i \psi_i L}{2(r_i - r_c)} \left[C + \alpha I_i r_i - \sqrt{(\alpha I_i r_i - C)^2 + 4 r_c I_i C \alpha} \right] \tag{3}$$

ahol τ_i, a nappal hossza, ψ_i a fotoszintézis hőmérséklet függése, L a fotoszinteti-

záló felület, m^2/m^2, csak nagyon durva közelítéssel vehetjük azonosnak a levélterület-indexszel, az ún. *LAI*-val. A kukorica esetében, különösen a már kifejlett állományban nem elhanyagolható a szár felülete és a csövet borító levelek felülete, mint fotoszintetizáló felület. A C a szén-dioxid koncentrációja a növényállományon belül, a maximális asszimiláció szintjén. I_i az ezen a szinten mért fotoszintetikusan aktív sugárzás (*PhAR*) értéke. α a fotoszintézis fénygörbéjének kezdő hajlásszöge, értéke C_3 típusú növényre $1{,}1 \cdot 10^{-8}$ kgJ^{-1} ($kgW^{-1}s^{-1}$), C_4 típusú növényre, a kukorica ilyen, $1{,}4 \cdot 10^{-8}$ kgJ^{-1}. Az r_i az adott napra vonatkozó átlagos diffúziós ellenállás, ez három tagból adódik össze:

$$r_i = r_{st} + r_{mes} + r_c \tag{4}$$

A (4) egyenletben a legfontosabb tag az r_{st} – sztóma-ellenállás. Ez teremt kapcsolatot a CO_2 asszimiláció és a környezeti tényezők változása között. Az r_{mes} a levélen belüli réteg, a mezofil réteg ellenállása. Ezt és a karboxilációs ellenállást, az r_c-t, a modellben konstansnak vettük. Értékük egy nagyságrenddel kisebb mint a sztóma-ellenállás értéke. *Sirotenko* (1981) szerint változásuk mértéke nem haladja meg a $\pm 10\%$-ot, így jogosan tekinthetjük az r_{mes} és az r_c értékét konstansnak. A sztóma-ellenállás értékének *Anda* (1985, 1986) mérései szerint határozott napi és évszakos menete van.

Az itt bemutatásra kerülő modellben az időlépcsőt egy napnak vettük, így a sztóma-ellenállás napi változását, ami jelentős mértékben befolyásolja a napi fotoszintézist, átlagos napi értékkel helyettesítettük, s ez bizonyos pontatlanságot okoz. Ha napi átlagos értékkel számolunk, akkor az r_{st} változását döntő módon egy tényező határozza meg, és ez a talajnedvesség értékének alakulása (*Lee and Gate* 1964, *Lemon* 1967). A sztóma-ellenállás – talajnedvesség kapcsolatot egy negatív kitevőjű exponenciális függvénnyel írhatjuk le. Általánosan elfogadott alakja *Šesták* et al. (1971), valamint *Sirotenko* (1981) szerint:

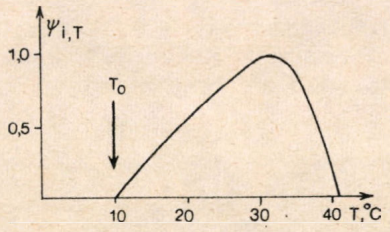
$$r_{st} = r_{min} \exp\left(a_1 \cdot \Psi_s^i\right), \tag{5}$$

ahol a_1 empirikus konstans, *Sirotenko* (1981) szerint $a_1 = -0{,}8$. Az (5) összefüggésben szereplő Ψ_s^i függvény a sztóma-ellenállást meghatározó talajréteg vízpotenciálja. Értékét rendszerint több talajrétegre vonatkozó vízpontenciál-érték összegeként határozzuk meg. Direkt mérése rendkívül bonyolult, rendszeres operatív mérése *Galló és Hunkár* (1984) szerint megvalósíthatatlan, ezért értékét meg kell adnunk az agrometeorológiai gyakorlatban mért talajnedeesség-paraméterek függvényeként. Az adott talajréteg vízpotenciálját a rétegre vonatkozó, vízoszlop *mm*-ben kifejezett tényleges vízkészlet – W_i, az adott rétegre vonatkozó hervadáspont – W_i^{WP} valamint a réteg maximális vízkapacitása – W_i^{max} ismeretében *Michurin* (1975) képlete,

$$\Psi_s^i = -\Psi_0 \exp\left(-a_2 \frac{W_i - W_i^{WP}}{W_i^{max} - W_i^V}\right), \tag{6}$$

alapján számoltuk, Ψ_0 a hervadásponthoz tartozó vízpontenciál, általánosan elfogadott értéke $1{,}5 \cdot 10^6$ Pa. A másik konstans, a_2 értéke *Sirotenko* (1981) szerint 7,76, empirikus állandó. A W_i mérhető érték. A jelenlegi agrometeorológiai gyakorlatban hetente mérjük, de a csapadék, és az evapotranspirációt meghatározó meteorológiai elemek birtokában naponként számíthatjuk. Modellszámításaink során a hetenként mért talajnedvesség-adatokat használtuk, a közöttes időszakban *Antal* (1968) formulájával számoltuk a talajnedvesség napi értékeit.

A Ψ_i a fotoszintézis–hőmérsékletfüggvény. Értéke egy adott t_{min}-nél kisebb és egy adott t_{max}-nál nagyobb hőmérséklet esetén nulla. A két határérték (t_{min}, t_{max}) között egy t_{opt} helyen veszi fel maximumát, a $\Psi(t) = 1$-et. A t_{min}, t_{max} és t_{opt} értékek növényfajtára és földrajzi övezetre jellemző értékek. Esetünkben a Ψ_i függvény menetét a helyre (Keszthely) és fajtára (kukorica) érvényes adatokkal a *2. ábrán* mutatjuk be.



2. ábra: A fotoszintézis-hőmérsékletfüggvény

A tömeggyarapodás másik meghatározó tényezőjét, a légzést valamivel egyszerűbben írhatjuk le. A légzést általában két tagra bontják (*Šesták* et al. 1971, *Sirotenko* 1981, *Penning de Vries* és *van Laar* 1982): egy fenttartó és egy növekedési légzésre:

$$R = R_0 m_j + R_j \frac{dm_j}{dt}, \tag{7}$$

ahol m_i a megfelelő növényi rész, $j = 1, 2, 3, 4$ (gyökér, szár, levél, reproduktív szervek). Az R_0 *Sirotenko* (1981) szerint univerzális konstans, értéke 0,015, de a növekedési légzés-hányada részenként változó, ezért a növényi össztömeg-gyarapodást szét kell választani az egyes részeknek megfelelően. A levél és a szár esetében $R_j = 0{,}3$, míg a gyökérre nagyobb hányad esik, $R_1 = 0{,}7$ (*Kulik* et al., 1979).

A növekedési légzéshányad meghatározásán kívül a fotoszintetizáló felület kiszámításához is meg kell adnunk azt, hogy az össztömeg-gyarapodásból mekkora rész jut egy-egy növényi részre, a gyökérre, szárra, levélre és a reproduktív szervekre. A dinamikus modell egyik legfontosabb bemenő paramétere a növekedési függvény. Ennek segítségével osztjuk szét az össztömeg-gyarapodást szervekre, illetve adjuk meg a növény fejlődését. Legyen m_j ($j = 1, 2, 3, 4$; gyökér, szár, levél, reproduktív szervek) a megfelelő növényi rész tömege. Nyilvánvalóan felírható az

$$M_i = \sum_{j=1}^{4} m_{j,i} \tag{8}$$

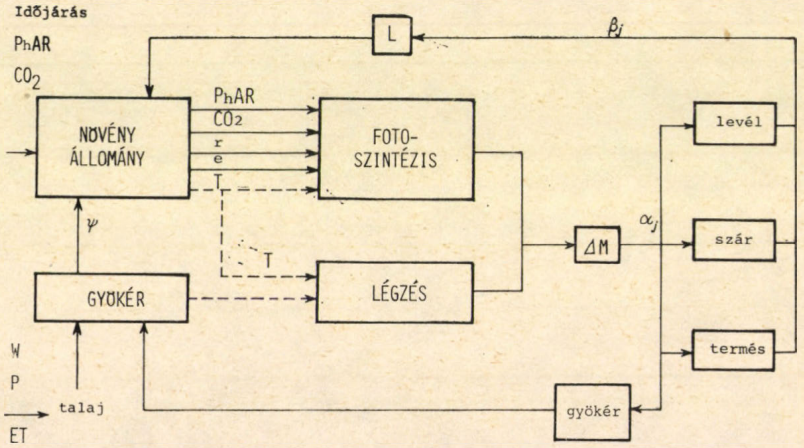
összefüggés. A (8) egyenletet megadhatjuk a növekedési függvények segítségével is:

$$M_i = \sum_{j=1}^{4} \alpha_{j,i} M_i \tag{9}$$

A (9) összefüggésben szereplő $\alpha_{j,i}$ együtthatókra, a növekedési függvényekre, fennáll a

$$\sum_{j=1}^{4} \alpha_{j,i} = 1 \tag{10}$$

összefüggés. Az α_j együtthatók meghatározása méréstechnikailag elég körülményes, a kukorica esetében különösen a gyökértömeg meghatározása okoz gondot. *Hunkár* (1986) vizsgálatai megfelelő alapot nyújtanak arra, hogy a szükséges növekedési együtthatókat a modell számára előállítsuk. A (10) összefüggés alapján a gyökértömeget maradék tagként is előállíthatnánk, de mérési és számítási tapasztalataink szerint minden nehézsége ellenére, legalább kontrollként szükséges a gyökértömeg mérése.



3. ábra: A megvalósított dinamikus modell számítási vázlata. *Jelölések: C* — CO_2 koncentráció, *PhAR* — fotoszintetikusan aktív sugárzás, *T* — léghőmérséklet, *P* — csapadék, *ET* — evapotranspiráció, *L* — a fotoszintetizáló felület, *r* — diffúziós ellenállás, *W* — talajnedvesség, *Ψ* — vízpotenciál, $_j\alpha$-növekedési függvény, β_j — tömegfelület-függvény

A (3) összefüggésben szereplő L fotoszintetizáló felület értéket a szervek tömegéből lehet kiszámítani. A növekedési függvényhez hasonlóan a tömegfelület függvény előállítása is komoly gondokat okoz. A fotoszintetizáló felületet nem tekinthetjük egy az egyben azonosnak az agrometeorológiai gyakorlatban általánosan használt levélterület-indexszel, a LAI-val, a fotoszintetizáló felület nagyságát szervenként külön-külön meg kell adni. Az α_j növekedési függvényekhez hasonlóan bevezetünk egy β_j tömeg-felület függvényt szervenként, s ezek segítségével állítjuk elő az L fotoszintetizáló felületet,

$$L = \beta_{2,i} m_{2,i} + \beta_{3,i} m_{3,i} + \begin{cases} \beta_4 m_{4,i} \\ 0 \end{cases} \tag{11}$$

formában. A gyökér esetében ($j = 1$) nem kell számolnunk fotoszintetizáló felülettel, a reproduktív szervek esetében ez az érték a terméképződés megindulása előtt nyilvánvalóan nulla.

A bevezetett változók közötti összefüggést, a számítási lépések közötti logikai kapcsolatot a *3. ábrán* mutatjuk be. Ezt a számítást kell minden időlép-

csőre, jelen megvalósításban naponként, elvégezni, a kiinduló állapottól a befejezésig, modellünkben a kelés utáni tömegeloszlástól az érésig.

A növény élete során nemcsak növekszik, hanem fejlődik is. A növény minőségi változásai nem adhatók meg egyszerűen a naptári idő függvényeként. Közismert, hogy például azonos kelési időpont esetén a virágzás különböző években nem ugyanannyi nap után indul meg. A növényben működik egy biológiai óra, ami ezeket a folyamatokat szabályozza. Ennek számszerű megfogására vezette be *Robertson* (1968) a *biometeorológiai idő* (ω) fogalmát. Modellünkben az α_j növekedési és a β_j tömeg-felület függvény független változója a biometeorológiai idő. Ennek előállítása az egyik legnagyobb probléma a modellezés során. A biometeorológiai idő számszerű, minden szempontból kielégítő megadása még nem született meg. Rendszerint az effektív hőmérséklet-összeggel adjuk meg:

$$\omega(k) = \sum_{i=1}^{k} t_{\text{eff}}, \quad t_{\text{eff}} = \begin{cases} t_k - t_0, & \text{ha } t_k > t_0 \\ 0, & \text{ha } t_k \leqq t^0 \end{cases} \tag{12}$$

ahol $\omega(k)$ a k-adik naphoz tartozó effektív hőmérséklet-összeg. A (12) képletben szereplő t_0, a biológiai minimumnak nevezett napi középhőmérséklet. Értéke növényfajtól függő érték. A kukorica esetében a $t_0 = 10$ °C az elfogadott érték. Rendszerint az egész tenyészidőszakra vonatkozó univerzális konstansnak tekintjük.

A számításokhoz felhasznált adatok

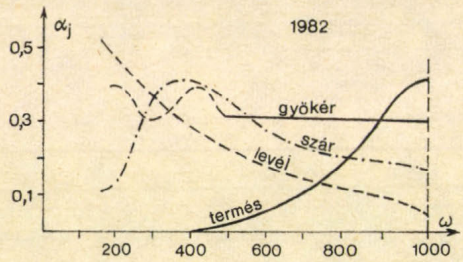
A bemutatott modell megvalósításához a keszthelyi agrometeorológiai kutató állomáson mért meteorológiai és fenológiai adatokat használtuk fel. Az *1. ábrán* vázolt modell megvalósítása esetén külön al-modellben kell leírni a növényállományban kialakuló mikroklímát a „szabad légkörben" mért elemek függvényében. A keszthelyi állomáson sikerült megvalósítanunk olyan mérési együttest, amelynek során közvetlenül az aktív fotoszintézist végző rétegben mértük a meghatározó meteorológiai elemeket (*Anda* 1986a, *Dunkel* 1985, *Dunkel* 1986, *Hunkár* 1986). Az elvégzett mérések lehetővé tették, hogy a modell megvaiósításához szükséges, a megfelelő szintre érvényes, napi adatsort előállítsuk. A meteorológiai elemek mérésével egy időben fenológiai és fenometriai mérésekre is sor

I. TÁBLÁZAT

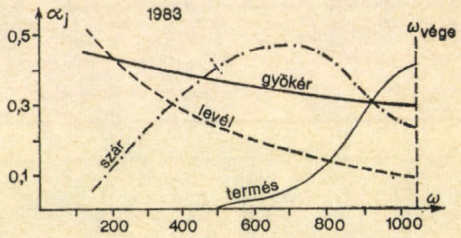
Adatbázis: A dinamikus modell parametrizálásához a keszthelyi agrometeorológiai kutató állomáson mért és felhasznált adatok

IDŐJÁRÁS	t_k napi mért C napi mért G napi mért W heti mért, napra számolt
NÖVÉNY	Δm_k heti mért LAI heti mért
TALAJ	W_{max} mért W_{max} mért

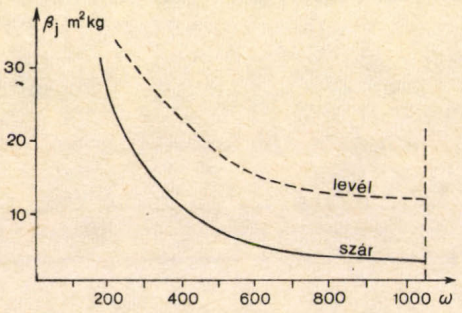
került. Ezeket a méréseket technikai okok miatt minden nap nem lehet végrehajtani, de az elmúlt években elegendő információ gyűlt össze ahhoz, hogy a *3. ábrán* vázolt modell paramétereit összeállítsuk. A rendelkezésünkre álló műszerek segítségével mértük a diffúziós ellenállás (*Anda* 1985) értékeit, valamint az egyik legfontosabb fenometriai paramétert, a levélterület-indexet, az ún. *LAI* t (*Anda és Hunkár* 1984). A modell megvalósításához használt adategyüttest az *I. táblázatban* mutatjuk be. A vizsgálatainkban használt jelzőnövény *SzTC–255* típusú, rövidtenyészidejű *kukorica* (Zea mays L.) volt.



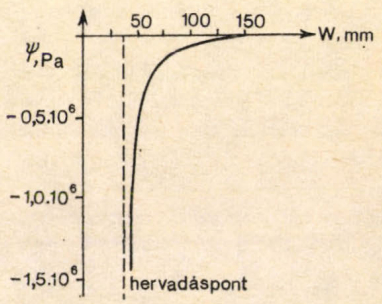
4. ábra: A növekedési függvények menete az 1982-es tenyészidőszaikban; Keszthely, kukorica. *Jelölések:* ω effektív hőmérséklet-összeg, α_j növekedési függvény



5. ábra: A növekedési függvények menete az 1983-as tenyészidőszakban



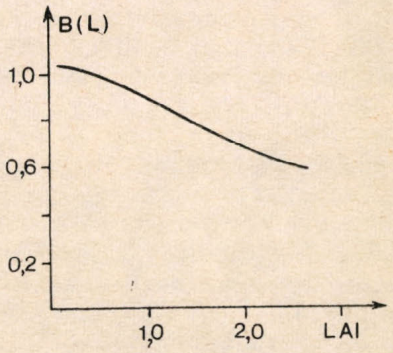
6. ábra: A szárra és a levélre vonatkozó tömegfelület (β_j) függvények. Keszthely, kukorica, 1982



7. ábra: A talajnedvesség-vízpotenciál függvény. *Jelölések:* W – mért talajnedvesség, mm, Ψ vízpotenciál, Pa

A *4. ábrán* látható az α_j növekedési függvények menete az 1982-es tenyészidőszakra. A hetenként mért tömeggyarapodás-értékekre regresszióval illesztett *Hunkár* (1986) kiegyenlítő görbét, a naponkénti növekedési függvény értékeket ennek segítségével állítottuk elő. Az *5. ábrán* az 1983-as tenyészidőszakra érvényes növekedési függvényeket mutatjuk be. A függvények független változója a (12) összefüggésben bevezetett effektív hőmérsékletösszeg *(biometeorológiai idő)*. A keszthelyi vizsgálatok alapján induló értéknek $\omega_0 = 160$, érési küszöbnek $\omega_{end} = 1050$ tűnik elfogadhatónak. Ha összevetjük a *4.* és az *5. ábrát*, láthatjuk, hogy a fenofázisok bekövetkezésének időpontja évjárattól függő érték. E két ábra esetében szigorúan véve csak a reproduktív szervek növekedésének kezdetét tekinthetjük a hagyományosan elfogadott értelemben fenofázis kezdetnek.

A *6. ábrán* a β_j tömeg-felület függvényt mutatjuk be. A levélre vonatkozó β_3 függvény előállításához a levéltömeg mérésen kívül a levélfelület mérések szolgáltattak alapot (*Anda* 1986b). A szár fotoszintetizáló felületét geometriai számításokkal határoztuk meg a hetenkénti fenológiai mérések során végzett növénymagasság mérésekből. A reproduktív szervek fotoszintetizáló felülete közel egy nagyságrenddel kisebb, mint a szár fotoszintetizáló felülete, ami egyébként a tenyészidőszak átlagában mintegy harmada a *LAI*-nak, így a reproduktív szervekre vonatkozó β_4 tömegfelület-függvény előállítását mellőztük.



8. ábra: Az állománysűrűség – fénygyengülés-függvény
B(L) LAI – levélterület-index

A *7. ábrán* a keszthelyi talajnedvesség adatokra érvényes mért talajnedvesség – vízpotenciál függvény menete látható a felső 50 cm-es talajrétegre. Ez a függvény tenyészidőszaktól független, de helyhez kötött. Menetét a (6) összefüggés alapján határoztuk meg. A (3) képletben megadott fotoszintézis-intenzitás függ az állományban felfogható fotoszintetikusan aktív sugárzástól. Ez az érték különösen fejlett állományban nem tekinthető azonosnak az állomány felett felfogható sugárzással, hanem bizonyos gyengüléssel kell számolni. *Hunkár* (1984)

II. TÁBLÁZAT

A naponkénti szén-dioxid koncentráció az aktív fotoszintézis szintjén
Keszthely 1982, kukorica állomány, $C \cdot 10^{-2}$ *kgm*$^{-3}$

Nap	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Nap	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.
1	475	544	509	443	464	16	465	525	479	426	563
2	480	548	510	447	447	17	500	438	483	422	551
3	440	529	479	446	417	18	515	530	412	354	537
4	445	530	495	409	464	19	535	545	421	483	426
5	540	480	527	418	436	20	480	545	476	443	423
6	495	500	528	482	434	21	500	510	539	374	416
7	420	435	494	496	437	22	495	500	463	399	469
8	540	435	427	413	376	23	505	445	433	441	459
9	535	485	432	400	378	24	500	525	464	497	396
10	535	510	433	447	398	25	430	510	459	430	426
11	470	495	407	440	461	26	495	485	424	459	404
12	445	421	404	505	486	27	530	490	416	408	425
13	465	525	423	485	457	28	505	527	448	465	429
14	435	410	471	465	524	29	395	520	480	388	497
15	475	525	515	443	548	30	435	475	448	451	492
						31	490		457	469	

vizsgálatai alapján meghatároztuk a kukoricára vonatkozó gyengítési függvényt, menetét a *8. ábrán* láthatjuk. A szén-dioxid-koncentrációt az állományban és felette folyamatosan regisztráltuk (*Dunkel* 1985, 1986). A *II. táblázatban* megadtuk a fotoszintézis aktív szintjére érvényes CO_2 koncentráció napi értékeit a tenyészidőszak során. Ezeket részben azonosnak vettük a különböző szinteken (0,5 és 1 m a talaj felett) mért értékekkel, részben interpolációval határoztuk meg.

Számítások és következtetések

A modellszámításokat az 1982, 1983 és 1984-es évekre végeztük el, a keszthelyi adatok alapján. Induló tömegnek az elvetett vetőmag tömegét vettük. Ez az érték 0,002 és 0,003 kgm^{-2} között változik, kísérleteinkben három lehetséges változattal dolgoztunk. Az induló tömeget (pontosabban tömeg/felület) 3:3:4 arányban osztottuk szét a szár, a levél és a gyökér között. Az egyik realizáció eredményeit a *III. táblázatban* mutatjuk be. (Az össztömeg és a *LAI* alakulását grafikusan is szemléltetjük a *9. ábra* jobb oldalán. Ha összevetjük a mért tömeg- és levélfelület értékeket (*9. ábra* bal oldala) a számított értékekkel (*9. ábra* jobb oldala), látható, hogy a modell a fejlődés dinamikáját mind a tömeggyarapodás, mind a levélfelület változása esetén jól követi, sőt az abszolút értékek alakulása is megfelelő (*9. ábra* jobb oldal, szaggatott vonal). Számításaink során több kísérletet végeztünk, amelyek során változtattuk a kezdő tömeget – M_0-t, a biológiai minimum értékét – t_0-t, valamint a β_j tömegfelület-függvény értékeire különböző közelítéssel éltünk. Egy ilyen kísérlet volt, amikor fotoszintetizáló felületként csak a *LAI*-val számoltunk. A *9. ábra* jobb oldalán folytonos vonallal ábrázoltuk a kísérlet eredményét. A tömeggyarapodás dinamikája többé-kevésbé

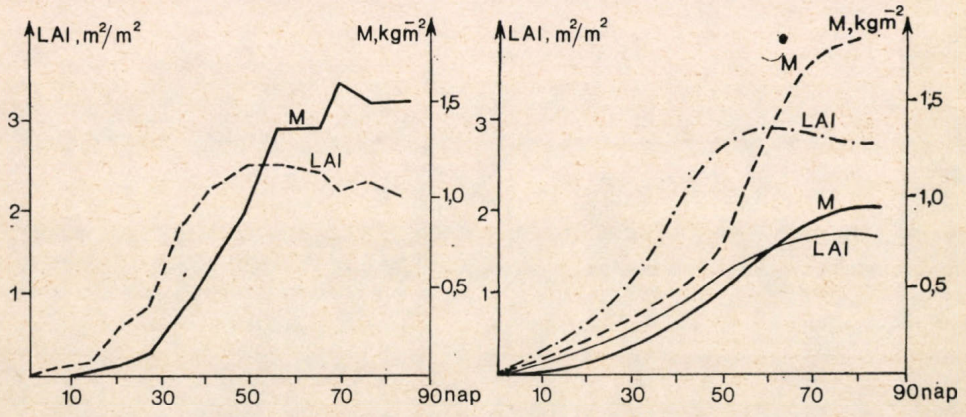
III. TÁBLÁZAT

Számított tömegek és levélterület-index (Keszthely 1982)

Jelölések: *1* – időpont (numerikus kalendárium), *2* – diffúziós ellenállás sm^{-1}, *3* – levélterület-index (LAI $X \cdot 10^{-2}$, *4* – fotoszintézis $X \cdot 10^{-3}$ kgm^{-2}, *5* – össztömeg, *6* – termés, *7* – szár, *8* – levél, *9* – gyökér $X \cdot 10^{-3}$ kgm^{-2}

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
150	389	4	1	4	0	0	2	2
155	450	7	3	9	0	2	3	4
160	538	13	3	17	0	4	6	7
165	407	20	3	26	0	7	9	10
170	577	28	6	37	0	10	12	15
175	577	42	12	60	0	19	17	24
180	493	61	10	92	0	36	22	34
185	858	82	12	125	0	49	30	46
190	1718	93	6	147	3	65	28	51
195	402	108	35	195	4	86	37	68
200	378	148	56	311	16	143	50	102
205	397	205	66	475	38	214	67	156
210	355	225	59	561	67	241	73	180
215	361	238	77	749	135	285	90	239
220	346	261	72	928	232	306	102	288
225	393	255	96	1132	373	306	102	351
230	363	267	83	1323	503	318	106	396
235	393	254	41	1527	630	354	106	437

így is nyomon követhető, de az össztömeg-gyarapodás alatta marad a tényleges tömeggyarapodási értékeknek. A termés (ez nem azonos az általános értelemben vett terméssel, itt az ω_{end} biometeorológiai időponthoz tartozó reproduktív szervek tömegéről van szó) a folytonos vonallal ábrázolt esetben, 0,25 kgm^{-2}, a másik számításban (szaggatott vonal) 0,63 kgm^{-2} szemben a ténylegesen mért 0,71 kgm^{-2}-rel.



9. ábra: A tömeggyarapodás és a LAI mért (bal odalon) és számított (jobb oldalon) értékei az 1982-es tenyészidőszakban

Méréseink és számításaink alapján a dinamikus modell megvalósításával kapcsolatban elmondhatjuk, hogy

- a modell nagyon érzékeny a benne használt biológiai függvényekre. Azok értéke és menete évenként változó érték, egyik évről a másikra nem vihető át, átlagos értékkel nem célszerű dolgozni.
- az induló tömeg nem tekinthető azonosnak az elvetett mag tömegével. Ezért a további felhasználás során célszerű a modellt egy olyan időponttól (biometeorológiai idő!) indítani, amelyre a szántóföldön levő tömeg, és annak szervenkénti eloszlása jól meghatározott.
- a fotoszintetizáló felületet nem szabad azonosnak venni a levélterület-indexszel, a *LAI*-val.
- a szén-dioxid-koncentráció *Sirotenko* (1978) javaslata ellenére nem tekinthető még ebben a felbontásban sem a tenyészidőszakra vonatkozó univerzális állandónak.

Az agrometeorológia gyakorlatban használt termésbecslő módszereket *Baier* (1973, 1977) nyomán három típusba szoktuk sorolni. E szerint a besorolás szerint a dinamikus modellről, mint lehetséges termésbecslő modellről beszélünk. Ahhoz, hogy segítségével termésbecslést adjunk, egyrészt legalább napi értékekre bontott időjárás-előrejelzésre van szükségünk, másrészt rendelkeznünk kell az ehhez tartozó biológiai függvényekkel. Ezek előállítása azonban elég költséges és érvényességük jelen ismereteink szerint meglehetősen helyhez kötött, így a dinamikus modell hatékonysága alatta marad az egyéb módszerek hatékonyságának *(Sakamoto* 1981*)*. A dinamikus modell jelentőségét ma elsősorban az egyes különálló vizsgálatok integrálásában, valamint a más modellekhez való csatlakozás lehetőségében kell látnunk.

Anda, A., 1985: Szimulált cementszennyezés hatása a kukorica vízgazdálkodására. *Növénytermelés 34*, 329–336.

Anda, ., 1986a: Effect of Cement Kiln Dust on the Radiation Balance and Yields of Plants. *Environ. Pollut. Ser. A.*, 40, 249–256.

Anda, A., 1986b: A kukorica (Zea mays L.) levélfelületének meghatározására alkalmas módszerek összehasonlítása. *Növénytermelés 35*, 99–108.

Anda, A., Hunkár, M., 1984: Fotoszintetikusan aktív sugárzás behatolása különböző sűrűségű őszi búzaállományokba. *Növénytermelés 33*, 305–311.

Antal, E., 1968: Egyes mezőgazdasági növények potenciális evapotranspirációja. *Öntözéses gazdálkodás 4*, 69–6.

Baier, W., 1973: Crop-Weather Analysis Model. *Int. J. Biometoer., 17*, 313–320.

Baier, W., 1977: Crop-Weather Models and their Use in Yield Assesments. WMO Technical Note 151 (WM No. 458). Genf.

Baier, W., 1979: Note on the terminology of crop-weather models. *Agric. Meteorol., 20*, 137–145.

Curry, R. B., 1971: Dynamic Simulation of Plant Growth. Part II. ASAE. No. 71–541.

Dunkel, Z., 1985: Szén-dioxid vertikális eloszlása kukoricaállományban. Beszámolók, 1982, 82–97. Budapest.

Dunkel, Z., 1986: Measurements and estimates of CO_2 flux and photosythetically active radiationin and above maize canopy. Vortratstagung Agratmeteorologie (in print), Halle/Saale.

Dunkel, Z., Zárbok, Zs., 1980: Agrometeorológiai modellek alkalmazása a növény fejlődésének előrejelzésében. *Időjárás 84*, 84–91.

Galló, V., Hunkár, M., 1984: Korszerű műszerek az agrometeorológiában a vízpotenciál és más paraméterek mérésére. Beszámolók, 1984. (in print).

Galyamin, E. P., Syptich, S. O., 1977: Dynamic model of growing of maize and its using for optimalization of water balance (in Russian). Trudy IEM 8/67, 114–123f

Hunkár, M., 1984: Simple calculation of the vertical profile of average PAR flux density within a maize stand. *Időjárás 88*, 139–144.

Hunkár, M., 1986: A növénynövekedés fejlődés dinamikus modelljében alkalmazott növekedési függvények. Beszámolók, 1983. 11–121. Budapest.

Kulik, M. S., Polevoy, A. N., Volvach, I. Ye., 1979: Modeling the process of winter wheat yield formation (in Russian). *Meteorologija i Gidrologija*, 98–106.

Lee, R., Gate, D. M., 1964: Diffusion resistance in leaves as related to their stomatal anatomy and microstructure. *Am. J. Bot., 51*, 963–975.

Lemon, E. R., 1967: Aerodynamic studies of CO_2 exchange between the atmosphere and the plant. In: San Pietro (ed): Harvesting the Sun. Academic Press New York–London.

Michurin, B. I., 1975: Energetics of Soil Moisture (in Russian) 295. p. Gidrometizdat, Leningrad.

Peat, W. E., 1970: Relationship between photosynthesis and light intensity in the tomato. *Ann. Bot. 34*, 319–328.

Penning de Vries, F. W, ., van Laar, H. H., 1982: Simulation of plant growth and crop production. 308 p. Wageningen.

Robertson, G.W., 1968: A Biometeorological Time Scale for a Cereal Crop Involving Day and Night Temperatures and Photoperiod. *Int J. Biometeor., 12*, 191–223.

Sakamoto, C. M., 1981: The Technology of Crop/Weather Modeling. In: *Bach, W., Pankrath, J.* (ed.): Food-Climate Interactions, 383–398. Reidel, Columbia.

Sesták, Z., Castky, J., Jarvis, P, E. (ed.), 1971: Plant Photosythetic Production 836. p. Hague.

Shawcroft, R. W., Lemon, E. R., Allen, J., Stewart, L. H., Jensen, S. E., 1974: The soil-plant-atmosphere model and some of its predictions. *Agric. Meteorol.* 14: 287–307.

Sirotenko, O. D., Boyko, A. P., 1975: On construction of a closed system of equations describing energy and mass exchange aimed at calculating the biomass of cropsi; (in Russian) . *Meteorologija i Ghidrologija*, 78–87.

Sirotenko, . D., 1978: Physico-mathematical modeling in agrometeorology. (in Russian). *Meteorologija i Ghidrologija*, 80–88.

Sirotenko, O. D., 1981: Mathematical Modeling of Mositure and Heat Regime and Productivity of Agricultural Ecosystems. 176. p. Ghidrometizdat, Leningrad.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

Az IDŐJÁRÁS célja az elméleti és alkalmatt meteorológia tárgykörébe tartozó tanulányok publikálása. A tanulmányok új kutasi eredményeket tartalmazó beszámolók, etve adott szakterület időszerű kérdéseit szefoglaló kritikai szemlecikkek lehetnek. A özlés nyelve: magyar vagy angol. A kettes rtávolsággal gépelt kéziratok két példányban ildendők be a következő címre: **Időjárás Szeresztősége 1525 Budapest, Pf. 38.**

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 erző(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 s 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 ikk címe, a folyóirat neve, kötetszám, kezdő s befejező oldalszám. Pl.: *Dési, F.*, 1955: A eteorológiai kutatás időszerű kérdései. *Időárás 57*, 65 – 70. Könyv esetén: Szerző(k) ne, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. l. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and adioactivity.* Academic Press, New York and ondon.

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

Táblázatok: A táblázatokat római számással, szövegükkel együtt, külön lapon kell ellékelni.

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

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszeletdíjat és térítésmentesen 30 db **különlenyonatatot** kapnak. Több különlenyomat a szerő költségére a kézirat elküldésével egyidejűleg endelhető.

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 copiees of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the **Editorial Office of Időjárás.** Address: **Budapest, P. O. B. 38. H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. tel.: 353-500
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató
87.347., Állami Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
91. ÉVF. ★ 4. SZÁM ★ 1987. JÚLIUS—AUGUSZTUS

TARTALOM

Škulec, Š. – Dúran, J. – Šamaj, M.: Csehszlovák atomerőművek hűtőtornyaiból kibocsátott hő- és páraszennyezés lokális éghajlati hatásai 209

Horváth László – Möller, D.: A „természetes" savas ülepedés, valamint az SO_2 és NO_2 kibocsátás csökkentésének lehetséges következményei Európában 217

Geresdi István – Zoltán Csaba: Cumulus állapotú zivatarfelhő egydimenziós időfüggő modellje 224

Tóth Erzsébet – Szalma Jánosné – Zárbok Zsolt: A Balaton és környezete csapadékellátottsága és párolgása 1951 – 1980 között 238

Károssy Csaba – Nowinszky László: Összefüggés a vetési bagolylepke fénycsapdával gyűjtött mennyisége és a különböző makroszinoptikus helyzetek között 246

Irodalom 253

Krónika 258

CONTENTS

Skulec, Š. – Dúran, J. – Šamaj, M.: Local climatic effects of heat and water emissions from cooling towers of the Czechoslovak nuclear power plants 209

Horváth, L. – Möller, D.: On the „natural" acid deposition and the possible consequences of decreased SO_2 and NO_2 emission in Europe 217

Geresdi, I. – Zoltán, Cs.: An one-dimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage 224

Tóth, E. – Szalma, J. – Zárbok, Zs.: Degree of precipitation supply and terms of evaporation of the Lake Balaton and its surroundings, between 1951 – 1980 238

Károssy, Cs. – Nowinszky, L: Relationship between the amount of turnip darts caught by light-traps and the different macrosynoptic situations 246

Literature 253

Chronicle 258

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 91. ★ NO. 4. ★ JULY—AUGUST 1987 ★ 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)
CZELNAI, R. (Geneva)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)
KAPOVITS A. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)
MAJOR GY. (Budapest)
MESINGER, F. (Beograd)
MILOSHEV, G. (Sofia)
PRÁGER T. (Budapest)
PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
ŠAMAJ, F. (Bratislava)
SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
STAROSOLSZKY Ö. (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)
ZAHARIJEV, V. (Sofia)

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

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 4. szám. 1987. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 4. July – August 1987. Budapest

Local climatic effects of heat and water emissions from cooling towers of the Czechoslovak nuclear power plants

ŠKULEC, Š., DÚRAN, J. and ŠAMAJ, M. *The Slovak Hydrometeorological Institute, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, Czechoslovakia*

Csehszlovák atomerőművek hűtőtornyaiból kibocsátott hő- és páraszennyezés lokális éghajlathatásai. Atomerőművek hűtőtornyaiból kibocsátott ún. termikus szennyezés (hő- és páraemisszió) környezeti hatását kb. 20 km távolságig matematikai modell segítségével vizsgálták. A Jaslovské Bohunice-i meteorológiai állomás adatainak segítségével megkísérelték a léghőmérséklet, légnedvesség, ködtartam, csapadékelőfordulás, jegesedéshajlam, árnyékoló hatás átlagos növekedésének kimutatását. Az árnyékoló hatást a napfénytartam csökkenésével fejezték ki. A vizsgálat eredményei azt mutatták, hogy figyelembevéve a mérések és megfigyelések pontosságát, továbbá a meteorológiai tényezők változékonyságát, nagyon nehéz, csaknem lehetetlen az atomerőművek környezetében a hűtőtornyokból kibocsátott hő- és páraszennyezés környezeti hatásának becslése.

*

Local climatic effects of heat and water emission from cooling towers of the Czechoslovak nuclear power plants. Quantitative evaluation of possible increase in average humidity, temperature, fogging, precipitation, icing and shielding effect up to about 20 km from nuclear power plants was done using mathematical models and meteorological measurements obtained at Jaslovské Bohunice meteorological station. The results indicate that regarding the accuracy of current measuring and observation methods and natural variability of meteorological phenomena it is very problematic (if not impossible) to monitor the effects of immissions of heat and water from cooling towers already in the close surroundings of nuclear power plants.

*

List of symbols

a = number of NPP cooling towers,

A = dimensionless empirical constant in the formula (3) dependent on the weather category,

A_1 (m²) = the area of projection of cooling tower into the vertical plane,

$a_0(t_j)$, $a_1(T_j)$ = dimensionless constants (*Von Marquardt* and *Ihle* 1977),

α (deg) = average height of the Sun for a given site during a given period,

C_f = dimensionless correction factor for fogging characterising given site, e.g. C_f = (number of situations with fog for a given period/number of situations with relative humidity in the interval 90 – 100% for a given period),

b (%) = probability of sunshine occurrence during a day in a given period,

C_n = dimensionless correction factor for icing, characterising given site, i.e. C_n = (number of days with icing for a given period/number of days with relative humidity in the interval 90 – 100% for a given period),

C_z(%) = probability of negative temperature occurrence in the surface layef of the atmosphere at a given site,

$_p$ ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) = average specific air heat in the surface layer of the atmosphere in a given period,

d (m) = diameter of mouth of cooling tower,

$d(x, y)$ (%) = empirical dependency expressing probability of exceeding the relative air humidity with value 90% caused by water immissions from cooling towers depending on the size of immission,

g = number of air stability categories,

$H_{1,i}$ (m) = height of source of heat and water emissions for i-th class of wind speed,

H (m) = construction height of cooling tower,

$h_m(x, y)$ (%) = probability of occurrence of particular phenomenon: point (x, y) is in the projection of some water vapour and droplets plume from cooling towers to ground horizontal plane,

h_1 = number of air temperature classes,

h_2 = number of relative air humidity classes,

h_3 = number of wind speed classes,

m_i, n_i (m) = coordinates of the i-th cooling tower in the basic system of coordinates,

m (hours) = average time between sun rise and sun set for a given period and given site,

n_s = number of wind rose directions,

n = NPP utilization in a given period,

P_{ijk} (%) = probability of occurrence of meteorological situation with wind speed i, wind direction j and stability category k,

p_j (%) = probability of occurrence of wind direction j in a given period,

$p(x, x_i; y, y_i)$ (%) = probability that wind in blowing from the point (x_i, y_i) to the point (x, y),

p ($m^3 \cdot hour^{-1}$) = discharge of water trough cooling tower,

Q_m ($g \cdot s^{-1}$) = average efficiency of m-th cooling tower as a source of water vapour,

Q_{m1} (kW) = thermal efficiency of a m-th cooling tower,

q_{jk} (%) = probability of simultaneous occurrence of air temperature T_j and relative air humidity f_k for a given site and given period,

ϱ ($kg \cdot m^{-3}$) = average air density in the atmospheric surface layer in a given period,

$\Sigma_{zk}(x_m)$, $\Sigma_{yk}(x_m)$ (m) = effective diffusion parameters for kategory k,

T (hours) = duration of a given period for which the effect of meteorological parameter is being estimated,

T_1 = number of days in a given period,

u_i ($m \cdot s^{-1}$) = characteristic wind speed for the i-th class of wind speed,

u ($m \cdot s^{-1}$) = wind speed,

w = dimensionless constant with values of 1, for cooling towers without eliminators and 0.1 for that with eliminators,

x_{Aj}, x_{Bj} = the x-axis coordinates of the point of intersection of the straight line $y' = y - n_i$, with edges of the plume shielding extended in the direction which is opposite to the wind direction j, defined in the natural system of coordinates with beginning situated in the centre of the i-th tower.

Introduction. All big energetic systems are accompanied by environmental impact. If one considers the full fuel cycle it can by seen that this impact is not limited only to the site of energetic system but it can by observed also over the areas wich are not directly connected with the location of energetic plant. These statements are valid to the full extent also for nuclear power plants (NPP). It can by noted with in the development of nuclear energetics that the requirement for environmental protection is in a high degree accepted in design, construction and operation of NPP. It results in a trend to give a quantitative assessment and to provide simulation of interaction between NPP and its surroundings.

During the first stages in nuclear energetics development the biggest attention was paid to radioactive substances when evaluating effects of NPP on the environment. However, in 1970 the attention has moved also to waste heat and water effects that form a part of a problem known as "thermal pollution". Followings are the most significant reasons:

– relatively low efficiency of NPP in comparison with classical condensing power plants,
– cumulation of big powers of NPP in one site,
– need for a complex evaluation of environmental impacts of NPP.

Waste heat release is typical for all processes where energy conversion takes place. It is not possible to catch and liquidate heat. Practically, the only what can be influenced is the waste heat distribution. Heat cumulation within an insolated system what the Earth's atomosphere is likely to be (and under certain conditions also its smaller parts) results in local or general increase of temperature accompanied by all possible consequences. Duration and intensity of such rise of temperature is dependent on stability of consitions wich caused its occurrence i.e. on emission rate of heat sources and on the degree of isolation of the system or its parts. At present when the number and power of local and wide area sources are rising and heat release to the atmosphere and hydrosphere is increased in general, the waste heat from these sources becomes a topical but at the same time perspective problem.

Recently built NPP mostly belong to condensing type where fission reaction, is a source of heat. Heat amount released in the vicinity of a NPP is associated with its efficiency. The efficiency of a light-water NPP is about 32%. During the power plant operation waste heat is released on condensers. To preserve constant conditions for a production cycle of a power plant, a continuous cooling of condensers is necessary together with heat transfer to the surroundings. For this purpose an open cycle with once-through cooling or several types of closed or partially closed cycles can be used. In Czechoslovak conditions (limited water resources abd areas) we use natural-draft wet cooling towers for cooling the condensers of big power plants.

The cooling system in use influences basically also the waste heat distribution in the surroundings. Natural-draft wet cooling towers transfer the majority of waste heat to the atmosphere. Thermal load of the hydrosphere is minimal. As an example, the heat budget of one block of Temelín NPP can be mentioned. The thermal power of this reactor is about 3 200 MW. About 1 000 MW are converted to electrical energy, 2 040 MW are transferred to the atmosphere through cooling towers and losses in plant are 160 MW. Only a small part of these 160 MW penetrates through the power-plant waste water into water recipients. In wet natural-draft cooling towers, water for condenser cooling circulates in own cooling cycles based on cooling towers. Heat diffused to the atmosphere through wet cooling towers is associated with emissions of water vapour, condensate water vapour and drift water droplets to the atmosphere.

Methods of calculation

In the framework of the development of methods of estimation of climatic effects of heat and water emissions from NPP cooling towers we have focused our attention on an analysis of effects on meteorological parameters measured routinely at wheater stations which are the basis for an estimation of climatic conditions of localities. Thus assumptions were formed for development of a monitoring system able to verify methods approved and to follow-up an actual development.

A more detailed analysis of the effects on individual meteorological parameters has shown that they can be divided into two groups:

- local climatic effects (effect is of local character, up to about 20 km from cooling towers),
- mesoscale (regional) climatic effects (range or extent more than 20 km).

Following local climatic effects were analysed:

1. increase in average air humidity in the surface layer – water vapour transport from a source to the surface results in average water vapour concentration increase,

2. increase in average air temperature in the surface layer – heat transport from a source to the surface results in average air temperature increase:

3. duration of ground-level fogging – due to water vapour transport towards the earth's surface an increased occurrence of conditions for fog can be recognized,

4. increased precipitation formation – carried away, nonevaporated water droplets can fall and reach the ground close to a source,

5. increased icing formation – due to water vapour transport towards the earth's surface or freezing of water droplets carried away and deposited on the ground, a more frequent occurrence of icing can by reported,

6. formation of visible plume of condensed water vapour and its shielding effect.

Mathematical models of empirical and theoretical character have been developed to estimate individual local effects. Each model evaluates:

- diffusion of water or heat emissions in the atmosphere,
- effect of water or heat immissions on a given meteorological parameter.

This analysis of effects 1, 2, 3 and partially 5 (first part) was made by using straight-line Gaussian model to describe diffusion of water and heat emissions in the atmosphere. For the analysis of effects 4, 5 (second part), 6 we assumed that a horizontal projection of condensed water vapour of water droplets plume is a circular sector with 22.5° angle.

In the following part we bring formulas for calculation of particular local effects:

The formula for calculation of the increase in the average absolute humidity $f(x, y)$ $(g \cdot m^{-3})$ for a given period in the atmospheric surface layer:

$$f(x, y) = \frac{n_s \cdot n}{10^4 \cdot \sqrt{2\pi^3}} \sum_{m=1}^{a} \sum_{k=1}^{g} \frac{Q_m}{\sum_{zk}(x_m) \cdot x_m} \sum_{i=1}^{h_3} \frac{P_{ijk}}{u_i} \cdot \exp\left[\frac{H_{1,i}^2}{2\sum_{zk}^2(x_m)}\right] \tag{1}$$

The index j is defined by a mutual configuration between a source and a point (x, y).

The formula for calculation of a short-term value of increase in absolute air humidity $f'(x, y)(g \cdot m^{-3})$ in the atmospheric surface layer:

$$f'(x, y) = \sum_{m=1}^{a} \frac{Q_m}{\pi \sum_y(x_m) \cdot \sum_z(x_m) \cdot u} \cdot \exp\left[-\frac{y_m^2}{2\sum_y^2(x_m)}\right] \cdot \exp\left[-\frac{H_{efm}^2}{2\sum_z^2(x_m)}\right] \tag{2}$$

In the formula (2) the x-axis direction is identical with the wind speed direction and the beginning of the system of coordinates (x_m, y_m) is in the middle of the m-th cooling tower.

Effective source height H_{efm} (m) in the formula (2) is calculated with the help of the formula (3) (*Carson* and *Moses*, 1967; *Wigley*, 1976).

$$H_{efm} = H + 2.61 \cdot A \cdot \frac{Q_{m1}^{1/2}}{u} - 1.67 \cdot d \tag{3}$$

Values of effective diffusion parameters $\Sigma_y(m)$ and $\Sigma_z(m)$ are calculated using relations:

$$\sum_y (\sigma_y^2 + 0.05 \cdot A_1)^{1/2} \qquad \sum_z = (\sigma_z^2 + 0.05 \cdot A_1)^{1/2}, \tag{4}$$

where σ_y and $\sigma_z(m)$ are values of diffusion parameters derived by *Hosker* (1974).

Average number of hours $P(x, y)$ with fog occurence caused by NPP cooling towers emissions for a given period at the point (x, y) is given by the following expression:

$$P(x, y) = \frac{T \cdot n}{10^2} \cdot C_f \cdot d(x, y) \tag{5}$$

Average number of hours with icing ${}^1N(x, y)$ caused by humidity increase in the atmospheric surface layer for a given period is shown in the expression:

$${}^1N(x, y) = \frac{T \cdot n}{10^2} \cdot C_n \cdot d(x, y) \tag{6}$$

Average increase in occurence of icing phenomena ${}^2N(x, y)$ (hours) caused by freezing of deposited droplets emitted from a cooling tower's mouth for a given period:

$${}^2N(x, y) = \frac{T \cdot n}{10^4} \cdot C_z \cdot h_m(x, y) \tag{7}$$

Decrease in the sunshine duration $S(x, y)$ (hours) for a given period is calculated using a series of the following formulas (8) – (13):

$$S(x, y) = \frac{T_1 \cdot b \cdot n}{3.6 \cdot 10^7} \cdot \sum_{i=1}^{a} \sum_{j=1}^{n_s} p_j \cdot |\Delta t_{ij}| \cdot |d_j(y_i)|, \tag{8}$$

$$\Delta t_{ij} = \frac{3600 \cdot m}{\pi} \cdot \left[\operatorname{arc\,tg}\left(\frac{x_i - x_{Aj}}{H}\right) - \operatorname{arc\,tg}\left(\frac{x_i - x_{Bj}}{H}\right)\right] \tag{9}$$

$$d_j(y_i) = \frac{1}{x_{Aj} - x_{Bj}} \cdot \int_{x_{Aj}}^{x_{Bj}} f(l_i)\, ds \tag{10}$$

$$f(l_i) = 0.101 + \frac{0.295}{l_i} - \frac{0.056}{l_i^2} + \frac{0.004}{l_i^3} \tag{11}$$

$$l_i = 10^{-3} \cdot \sqrt{s^2 + y_i^2} \qquad s = x_{Aj} - x_{Bj} \tag{12}$$

$$y_i = y - n_i - \frac{H}{\operatorname{tg} \alpha} \qquad x_i = x - m_i \tag{13}$$

Equation (11) was developed using (*Wessels* and *Wisse*, 1971).

Formulas (14) – (17) are used to calculate the distribution of average intensity of artificial precipitation $R(x, y)$(mm · hour^{-1}) for a given period caused by drift water droplets deposition:

$$R(x, y) = \frac{c \cdot n}{10^4} \sum_{i=1}^{a} \sum_{j=1}^{h_1} \sum_{k=1}^{h_2} v(x, x_i; y, y_i) \cdot p(x, x_i; y, y_i) q_{ik} \cdot r(T_j, f_k) \tag{14}$$

$$v(x, x_i; y, y_i) = 0.852 + 7.234 \cdot 10^{-4}[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2]^{1/2} - 1.361 \cdot 10^{-6} \cdot \cdot [(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2] \tag{15}$$

$$r(T_j, f_k) = a_0(T_j) + a_1(T_j) \cdot f_k \tag{16}$$

$$c = \sqrt{\frac{113}{H}} \cdot \frac{P}{2.8 \cdot 10^4} \cdot w \tag{17}$$

Formulas (15) and (16) were developed using work *von Marquardt* and *Ihle* (1977).

The rise of average air temperature in the atmospheric surface layer for a given period $T(x, y)$ (°C) can be calculated according to:

$$T(x, y) = \frac{n_s \cdot n}{10 \cdot \sqrt{2\pi^3} \cdot c_p \cdot \varrho} \cdot \sum_{m=1}^{a} \sum_{k=1}^{g} \frac{Q_{m1}}{\sum_{zk}(x_m) \cdot x_m} \cdot \sum_{i=1}^{h_3} \frac{P_{ijk}}{u_i} \cdot \cdot \exp\left[-\frac{H_{1,i}^2}{2\sum_{zk}^2(x_m)}\right] \tag{18}$$

Index j is defined in the same way as in (1).

Possibilities of verification

At the same time with the development of mathematical models, possibilities of their verification have been studied. From the very beginning it was clear that there will be some problems with verification. Effects forecasted for power plants with electric power of several hundreds or thousands of MW were relatively small. This fact is undoubtedly in accordance with literature available but ti complicates the possibility of verification.

For verification purposes we have done a statistical analysis of a set of selected meteorological measurements obtained at the Jaslovské Bohunice weather station during the period 1961 – 1983. The weather station is located close to the nuclear power plant operating since 1978 with initial power 440 MW and with about 1000 MW at the end of the studied period. The following climatic characteristics were studied:

- air temperature and humidity
- sunshine duration
- atmospheric precipitation
- fogging and icing duration.

Values of effects on climatic characteristics at the weather station site were calculated using the formulas mentioned above. In all cases the values are smaller than the standard deviation of natural background fluctuations and practically,

they could not be registered by existing facilities and observation methods. In the next stage statistic methods were used to control the level of effect on mentioned climatic characteristics. The method and results are presented in detail in the report *Škulec* et al. (1984).

The results of statistical processing did not show statistically important effect on the studied climatic characteristics. Of course, this treatment cannot be an unambiguous confirmation of correctness of results obtained with the help of mentioned formulas. However, it can be stated that calculated values are not contradictory to the results of the measured data analysis. It is clear that the results obtained represent only the first phase of work on the mathematical formulas verification.

Results of calculations

Based on the mentioned formulas, computing programs were developed for the estimation of local climatic effects over the following Czechoslovak nuclear power plants in operation of under construction: Jaslovské Bohunice (EBO 1760 MW), Mohovce (EMO – 1760 MW), Dukovany (JEDU – 1760 MW), Temelín (JETE – 4000 MW).

TABLE I.

Maximum values (Max) and distance (D) of effect on meteorological parameters caused by Czechoslovak power plants operation and the average values (Av) of effect on meteorological parameters in the vicinity of NPP with size 10×10 km. Average values for icing potential and rainfall are for a surrounding are of 2.1×2.1 km

Meteorological parameters	Nuclear power plants											
	Jaslovské Bohunice			Dukovany			Mochovce			Temelín		
	Max	D	Av	Max	D	Av	Max	D	Av	Max	D	Av
Humidity $\times 10^{-2}$, $g \cdot m^{-3}$	15	2.8	3.7	7.5	2.8	2.3	32	0	8.5	26	2	11.9
Temperature $\times 10^{-2}$, °C	10	2.8	2.3	9	2.8	2.7	27	0	7.2	31	2	14.5
Fog, hours/year	28	2.8	6.6	85	2.8	25.7	66	0	17.0	79	2	40.4
Icing, hours/year	15	2.8	3.5	56	2.8	16.8	58	0	14.9	86	2	40.9
Icing potential, hours/year	635	0	61.3	552	0.6	76.8	664	0.9	85.8	702	0.4	100.1
Decrease of sunshine, hours/year	296	0	16.3	112	0	16.1	68	2	20.6	130	0	13.7
Rainfall, $mm \cdot year^{-1}$	311	0.4	19.8	24	0	2.8	22	1.2	2.1	53	0.3	5.5

Table I brings data on maximum values of effects on individual studied elements and on the distance D (km) of the maximum from the centre of the system of coordinates. Distance of the maximum D is defined with regard to the beginning of the system of coordinates wich is approximately in the middle of individual power plants. These table shows average values (Av) of effect on these elements in the vicinity of particular NPP. The term "icing potential" used in the table and text means the icing caused by freesing of deposited drift water droplets. Calculations were done in the rectangular coordinate system, with its beginning at the centre of a nuclear power plant area, the x-axis was directed towards the east and the y-axis towards the north.

Results of calculations show that the distribution of values of effects on particular elements in the vicinity of NPP is not homogeneous. Heterogenity depends on climatic conditions of the site and mutual configuration of cooling towers. Maximum values can be found relatively close to a power plant. With increasing distance from a source the values are quickly decreasing. When the distance is more tha 10 km the values are small and of hypothetic character. Average values of effect are substantially lower tha minimum values.

Furthermore, maximum and average values of individual elements show that values are not linear with regard to the power. Regarding the variability of climatic conditions any dependency is problematic. This statement results in the need to document situation for every new NPP.

The values of effect on air humidity and temperature, fogging and icing do not exceed the level natural variability of these meteorological elements. The same is true also with atmospheric rainfall, excluding EBO. The high value of atmospheric precipitation is in this case reported due to absence of eliminators in cooling towers. But at present, cooling towers are equipped with eliminators and therefore actual values are substantially lower.

Icing potential defines the number of hours during wich depositing droplets can become frozen. The values are relatively high bat it will not be a serious problem since due to low intensity of artificially originated precipitation the icing intensity will be very low in the majority of cases and this phenomenon occurs only close to NPP.

Relatively high values of shielding can be found between cooling towers only, where contributions from all towers are cumulated. Already in the close surroundings the values are substantially lower.

Conclusion

In general it can be stated in accordance with estimation of local climatic effects in the vicinity of Czechoslovak NPP in operation and under construction that regarding the accuracy of measuring and observation methods and natural variability of meteorological phenomena it would be probably a problem to monitor the effects of immissions of heat and water from cooling towers already in the close surrounding of NPP. However, it will be necessary to study further this conclusion, mainly in connection with general increase of energetic powers of NPP on local and regional scale and with possible change of cooling systems. Special attention should be paid to the study of potential mesoscale climatic effects of thermal and water emissions from cooling towers of NPP.

REFERENCES

Carson, J. E. and *Moses, H.*, 1967: The validity of currently popular plume rise formulas. *Proceedings of USAEC Meteorological Information Meeting. Atomic Energy of Canada*, Chalk River, 1–20.

Hosker, R. P., 1974. Estimates of dry deposition and plume depletion over forests and grassland. Physical behaviour of radioactive contaminants in the atmosphere, MAEE, Vienna, 291–309.

Škulec, Š., Dúran, J., Glos, J. and *Procházková, A.*, 1984: *Meteorologické zabezpečenie rozvoja jadrovej energetiky, Správa* P–16–531–501 SHMÚ, Bratislava, 230 pp.

Von Marquardt, W. and *Ihle, P.*, 1977: Niederschläge in der Umgebung von Nasskühltürmen. *Zeitschrift für Meteorologie 27*, 366–377.

Wessels, M. R. A. and *Wisse, J. A.*, 1971: A method for calculating the size of cooling tower plumes, *Atmospheric Environment 5*, 743–750.

Wigley, T. M. L., 1976: Maximum rise of cooling tower plumes. *Journal of Applied Meteorology 15*, 1112–1113.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 4. szám, 1987. július–augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91. No 4. July – August 1987. Budapest

On the „natural" acid deposition and the possible consequences of decreased SO_2 and NO_2 emission in Europe

HORVÁTH, L., *Institute for Atmospheric Physics, 1675 Budapest, P.O. B. 39, Hungary and*
MÖLLER. D., *„Heinrich Hertz" Institute for Atmospheric Research and Geomagnetism, Acedemy of Science of GDR, 1199 Berlin, Rudower Chaussee 5., GDR*

A „természetes" savas ülepedés, valamint az SO_2 és NO_2 kibocsátás csökkentésének lehetséges következményei Európában. Az oxidált kén- és nitrogénvegyületekre vonatkozó különféle box-modell számítások eredményei alapján összefüggést találtunk az adott box ülepedés-emisszió aránya, illetve emissziósűrűsége között. Becslésünk szerint a savas anyagok száraz ülepedése, az emberi tevékenység nélkül, elhanyagolható lenne. Az oxidált kén- és nitrogénvegyületek „természetes" nedves ülepedése pedig körülbelül harmada lenne a mostaninak. Mivel ezt a „természetes" savasságot a légköri ammónia teljes mértékben képes semlegesíteni, az iparosítás előtt a csapadékvíz pH-ja valószínűleg semleges volt. Számításaink szerint a kén-dioxid kibocsátás 30%-os európai csökkentése nem járna a levegő- és csapadékminőség 30%-os csökkenésével, mivel a savas vegyületek nedves és száraz ülepedése csak 8, illetve 19 százalékkal csökkenne.

*

On the "natural" acid deposition and the possible consequences of decreased SO_2 and NO_2 emission in Europe. By means of results of different box model calculations concerning oxidized sulfur and nitrogen compounds relationships were calculated between the ratios of deposition to emission and emission densities of the boxes. It was estimated that the dry acid deposition without human activities would be negligible. The "natural" wet deposition of oxidized S and N compounds would be approximately one third of the present level. Because the atmospheric ammonia can entirely neutralize the "natural" acidity the pH of precipitation water was probably neutral or alkaline before industrialization. According to our calculations a decrease in SO_2 emission of 30 percent in Europe would not result in 30% improvement of air and precipitation quality since wet and dry deposition of acid materials would be lower only by 8 and 19 percent, respectively.

*

Introduction. As it is well known global and continental atmospheric budget of sulfur and nitrogen compounds is substantially modified by human activities. This is particularly true for sulfur and nitrogen cycle of heavy industrialized regions (e.g. Europe and N America). At these areas the strength of anthropogenic sources exceeds at least by one order of magnitude that of natural sources. The acidification of the environment owing to emission of sulfur and nitrogen oxides causes serious environmental damages at these territories. It is more and more necessary to reduce the emission of sulfur and nitrogen oxides by the change of the structure of energy production and industrial technologies. Having recognized this problem numerous European countries joined the program to decrease the anthropogenic sulfur emission by 30 percent up to the year 1993. The question arises, however, how the decrease of continental emission influences the air quality as well as the rate of acid deposition. There are two different ways to estimate this effect. One of them is modelling, another possibility is the use of measured historcal data. In the latter case the limited amount of available in-

formation sets a limit to follow this way (e.g. there are relatively few data concerning the "natural" acidity of precipitation water, the increase of emissions since the beginning of industrialization and the trend of chemical composition of precipitation as well as the dry deposition). Therefore, in most cases the model calculation is the only possible way to calculate the relation between the change of anthropogenic sulfur and nitrogen oxide emission and acid deposition.

There is, however, an indirect method of determining the relationship between the emission and acid deposition and estimating the "natural" acid deposition for a given region. In this calculation an empirical fact is exploited namely that in various regions with different emissions the rate of wet and dry deposition differs as well (*Mészáros*, 1983). In practice there is an approximately linear relationship between the emission and dry deposition while wet deposition reacts less upon the change of the emission. The aim of this paper is the quantitative estimation of these relations by means of the results of several continental and regional box models.

Calculations

In the case of steady state condition, i.e. when the strength of sources and sinks is balanced, for a group of compounds (e.g. sulfur dioxide/sulfate) above a given region the following expression can be written:

$$IM + Q = EX + D_D + D_W \tag{1}$$

where IM and EX symbolizes the material advected into/from the box, Q is the emission, D_D is the dry deposition while D_W denotes the wet deposition inside the box, all expressed in g yr^{-1} units. From eq. (1) we obtain the following functions:

$$\frac{D_W}{Q} = f(Q) = 1 - \frac{EX - IM}{Q} - \frac{D_D}{Q}, \tag{2}$$

$$\frac{D_W - D_D}{Q} = \frac{D}{Q} = f(Q) = 1 - \frac{EX - IM}{Q}, \tag{3}$$

Let's suppose as a first approximation that D_W/Q and $(D_W + D_D)/Q$ ratios depend only on emission density (emission density is defined as $q = Q/A$, where A is the surface of the box). Although it is not reasonable theoretically, in practice it is a good approximation. Because D/Q or D_W/Q depends on $(EX - IM)$ (see: equations 2 and 3) and the difference between exportation and importation is proportionally increasing with the increase of q (depending on the behaviour of D also) one can say that the ratio of deposition and emission depends on emission density.

Later on we will attempt to find empirical relationships between D_W/Q and q as well as between D/Q and q, for oxidized nitrogen and sulfur compounds.

Numerous box models can be found in the literature for sulfur compounds (sulfur dioxide, sulfate) in different regions with different emission densities. These are compiled in *Table I*. By means of data in Table I., D_W/Q and D/Q ratios were plotted as a function of q. Rather good correlations were found between $\log(D_W/Q)$ and $\log q$ as well as between $\log(D/Q)$ and $\log q$.

$$\log(D_W/Q) = -0.697\ (\log q) - 0.137 \qquad r = 0.96 \qquad n = 17, \tag{4}$$

$$\log(D/Q) = -0.415\ (\log q) + 0.037 \qquad r = 0.92 \qquad n = 14, \tag{5}$$

where r is the correlation coefficient, while n is the number of cases. In both cases the relationships are significant at a probability level of $p = 0.1$ percent.

As to the oxidized nitrogen compunds (nitrogen oxides, nitrates) the results of 8 box models can be seen in *Table II*. Regression line was calculated for the

TABLE I.

Emission densities (q) wet and dry deposition rates ($d_W = D_W/A$, $d_D = D_D/A$) calculated for different regions for oxidized sulfur compounds

Region	q	d_W	d_D	Reference
	g S $m^{-2}yr^{-1}$			
E Canada	0.64	0.77	0.31	*Galloway* and *Whelpdale* (1980)
Sweden	0.90	0.45	0.38	*Högström* (1978)
USSR (European part)	1.60	1.40	–	*Möller* and *Horváth* (1987)
NW Europe	2.22	0.62	1.22	OECD (1977)
Europe	2.30	1.10	–	*Möller* and *Horváth* (1987)
Europe	2.40	1.14	0.95	*Mészáros* and *Várhelyi* (1982)
NE America	2.80	0.92	0.75	*Galloway* and *Whelpdale* (1980)
NW Europe	3.29	0.95	1.00	*Rodhe* and *Granat* (1983); *Granat* et al. (1976)
Europe (without USSR)	3.30	1.00	–	*Möller* and *Horváth* (1987)
NW Europe	4.10	0.68	1.58	*Garland* (1977)
E USA	6.86	1.19	1.57	*Galloway* and *Whelpdale* (1980)
FRG	7.20	2.00	3.40	Luftreinhaltung (1981); *Georgii* et al. (1984)
Hungary	8.10	1.10	1.10	*Várhelyi* (1982); *Mészáros* and *Horváth* (1984)
Middle Europe	9.00	1.40	–	*Möller* and *Horváth* (1987)
GDR	22.0	3.20	6.80	*Möller* (1982)
Cracow region	25.0	2.40	7.60	*Kasina* (1978)
Ruhr area	410	3.50	14.1	*Kuttler* (1983)

TABLE II.

Emission densities (q) and wet and dry deposition rates (d_W and d_D) calculated for different regions for oxidized nitrogen compounds

Region	g N $m^{-2}yr^{-1}$			Reference
	q	d_W	d_D	
global	0.07	0.05	0.02	*Böttger* et al. (1978)
global	0.09	0.06	0.03	*Möller* and *Kind* (1986)
global	0.12	0.05	0.07	*Logan* (1983)
N America	0.42	0.13	0.17	*Logan* (1983)
Europe	0.60	0.29	0.36	*Bónis* et al. (1980)
Hungary	0.80	0.33	0.63	*Bónis* (1981); *Horváth* (1985); *Horváth* and *Mészáros* (1984)
GDR	2,20	0.41	1.05	*Möller* et al. (1985)
Czechoslovakia	2.20	0.72	1.06	*Zavodský* and *Mitošinková* (1984)

function between log (D_W/Q) and log q:

$$\log (D_W/Q) = -0.256 (\log q) - 0.492 \quad r = 0.81 \quad n = 8 \tag{6}$$

This relationship is real at a probability level of $p = 1$ per cent. In contrast with S compounds no significant correlation was found between log D/Q and log q for N compounds. It means that D/Q is approximately constant on both continental and regional scale at least for the boxes having a size of more than a few 100 kilometers, compiled in Table II. In our calculations we accepted the following ratio for oxidized N containing materials:

$$D/Q = 1 \tag{7}$$

One can see from expression (3) that $D/Q = 1$ condition is valid when $EX = IM$, i.e. the exports and imports of NO_x is balanced over a given region. This hypothesis is supported by the conclusion of some box model calculations (e.g. *Bónis* et al., 1980; *Bónis*, 1981; *Zavodský* and *Mitošinková*, 1984).

It follows from the inverse relationship between D/Q or D_W/Q and q that the higher the emission density the lower the ratio of deposited and emitted materials above a given area for S compounds. Theoretically the ratio of emitted and deposited materials over a box depends on the difference between the amount of exported and imported materials. Mathematically $D/Q = 1$ represents the case when $EX = IM$. If $D/Q < 1$ the rate of exportation exceeds the importation, and vice versa.

Possible consequences of the emission decrease in Europe

We have four empirical equations (4) – (7) which express the relation between the D_W/Q or D/Q ratios and the emission density for a box with continental or regional size. If we suppose that these formulae are valid for Europe as well, we can calculate the effects of an increase or decrease of S or N emission. At present the average SO_2 and NO_x emission in Europe are 2.48 g S m^{-2} yr^{-1} and 0.60 g N m^{-2} yr^{-1}, respectively (*Mészáros* and *Várhelyi*, 1982; *Bónis* et al., 1980). At the same time the strength of natural sources are 0.10 g S $m^{-2}yr^{-1}$ and 0.04 g N $m^{-2}yr^{-1}$, respectively. In the first 3 columns of the *Table III.* one can see the

TABLE III.

Theoretically increased or decreased emissions (q) of sulfur and nitrogen oxides and the resulting change in wet (d_W) and total (d) deposition in Europe calculated by means of equations (4) – (7)

Total emission (q)			Wet deposition (d_W)		Total deposition (d)	
%	g S $m^{-2}yr^{-1}$	g N $m^{-2}yr^{-1}$	g S $m^{-2}yr^{-1}$	g N $m^{-2}yr^{-1}$	g S $m^{-2}yr^{-1}$	g N $m^{-2}yr^{-1}$
140	3.50	0.84	1.06	0.28	2.27	0.84
120	3.00	0.72	1.02	0.25	2.07	0.72
100	2.48	0.60	0.96	0.22	1.85	0.60
80	2.00	0.48	0.90	0.19	1.63	0.48
60	1.50	0.36	0.82	0.15	1.38	0.36
40	1.00	0.24	0.73	0.11	1.09	0.24
20	0.50	0.12	0.59	0.07	0.73	0.12
Natural	0.10	0.04	0.36	0.03	0.28	0.04

theoretically increased and decreased emissions compared to the present emission level. In the 4th and 5th columns of Table III. the average wet depositions, while in the 6th and 7th columns the average total depositions are tabulated, calculated by means of formulae (4), (6), and (5), (7), respectively. Since in this table the sulfur and nitrogen compounds are expressed in S or N content they are not comparable. For this reason they have to be converted into equivalents.

In *Fig. 1.* the average European dry and wet depositions are plotted in hydrogen ion equivalents (supposed that oxidized S and N compounds deposits only in acidic form) as a function of the change of emissions. This figure represents

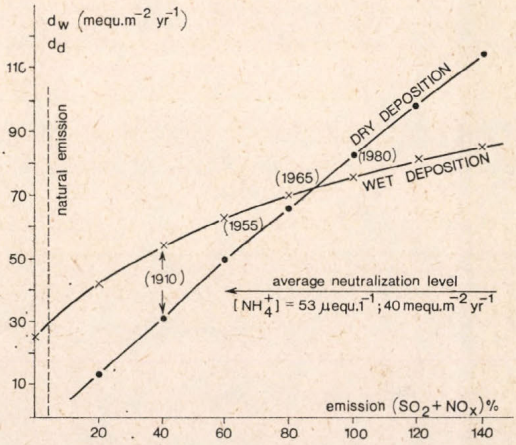


Fig. 1: Calculated dry and wet acid deposition for Europe as a function of emission. Emission of sulfur and nitrogen oxides changes (decreases or increases) proportionally. In the brackets the years can be seen when the emissions were approximately the same value as indicated by ordinates.

the case when the European emission of sulfur and nitrogen oxides changes (increases of decreases) proportionally. In this figure the dry deposition is nearly a linear function of q, while wet deposition, especially at higher emissions depends less on the emission. At lower emissions the importance of dry deposition is continuously decreasing as compared to the wet deposition. If we reduce the European S and N emission to the natural level the dry deposition becomes practically negligible. At the same time wet deposition rate remains considerable ($d_W = 25$ mequ $\cdot$ m^{-2}yr^{-1}). This figure corresponds to an acidity of pH = 4.5 taking into account the p = 750 mm yr^{-1} for the European average precipitation amount. This is the so-called minimum pH, that is the possible upper limit for acidity assuming that the sulfur and nitrogen compounds are washed out by the precipitation as acids with no neutralization and remain in such form in the precipitation water (for further details see: *Horváth* and *Mészáros*, 1986).

It is well known that ammonia – beside calcareous dust – one of the most important neutralizing compound in the atmosphere. During neutralization ammonium ion is formed, which has an average concentration in the precipitation water in Europe of $c = 53$ μequ.l^{-1} (*Söderlund* and *Granat*, 1982). This figure corresponds to $d_W = 40$ mequ. m^{-2}yr^{-1} of wet deposition, which is higher than the upper limit of calculated "natural" wet acid deposition. It can be seen that the atmospheric ammonia may neutralize not only the acidic nitrogen and sulfur compounds of natural origin but also at least 20 percent of the man-made emission. We have to take into consideration, of course, that during the decrease of SO_2 and NO_x emission the rate of the flux of ammonia gas remains the same,

which is supported by direct measurements (*Horváth*, 1983). It follows that in Europe we can not speak of the "natural" acidity of precipitation. Before industrialization the pH of the precipitation was probably alkaline controlled by ammonia and in some parts of the continent by the soil derived alkaline particles.

Fig. 2. represents the case when sulfur emission changes while NO_x emission remains constant (at the present level). From this Figure one can estimate what would happen if all European countries decreased the anthropogenic sulfur emission by 30 percent. In this case the total (anthropogenic and natural) sulfur emission would decrease by practically the same percentage. According to Fig. 2. in

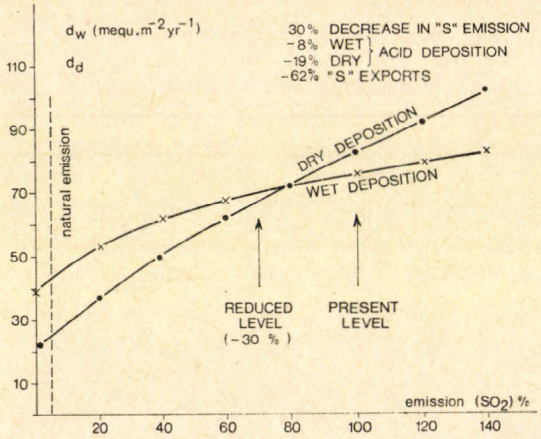


Fig. 2: Calculated dry and wet acid deposition for Europe as a function of emission. Emission of sulfur oxide changes, while that of nitrogen oxides remains at the present level (100%).

this case the average acidity of precipitation water in Europe would decrease by 8 percent which would not solve the problems associated with acid rain (e.g. in S Scandinavia). At the same time, dry acid deposition would be about 19 percent lower on average. In the total deposition the expected decrease would be 14 percent. Therefore, for a decrease of 30 percent in emission there would be only a 14 percent decrease in acid deposition.

It should be noted that only a fraction of the S and N are deposited in the acidic form (because of neutralization by dust and ammonia). Assuming a constant neutralizing capacity reduction of emissions would affect more the acidic fraction.

The sulfur exports from Europe to other continents and to a lower extent to the seas would be substantially (62 precent) lower. A low reduction would result in a noticeable decrease only in dry deposition, reducing the environmental damages connected with hight level of air pollutants (e.g. in Central Europe).

Finally it is obvious that deposition reductions are required more in some areas then in others. Selective reductions in emissions would be more effective. Reduction of 30% would not have an uniform effect on deposition.

REFERENCES

Bónis, K., 1981: The atmospheric budget of nitrogen compounds over Hungary (in Hungarian). *Időjárás 85*, 149 – 156.

Bónis, K., Mészáros, E. and *Putsay, M.*, 1980: On the atmospheric budget of nitrogen compounds over Europe. *Időjárás 84*, 57 – 68.

Böttger, A., Ehhalt, D. H. and *Gravenhorst, G.*, 1978:Atmosphärische Kreisläufe von Stickoxiden und Ammoniak. *Berichte der Kernforschungalange Jülich*, Nr. 1558.

Galloway, J. N. and *Whelpdale, D. M.*, 1980: An atmospheric sulfur budget for eastern North America. *Atmospheric Environment 14*, 409 – 417.

Garland, J. A., 1977: The dry deposition of SO_2 to land and water surfaces. *Proc. R. Met. Soc. 354 A*, 245 – 268.

Georgii, H. W., Perseke, C. and *Rohbock, E.*, 1984: Deposition of acidic components and heavy metals in the Federal Republic of Germany for the period 1979 – 1981. *Atmospheric Environment 18*, 581 – 589.

Granat, L., Rodhe, H. and *Hallberg, R. O.*, 1976: The global sulfur cycle. *Ecological Bulletin 22*, 89 – 134.

Horváth, L., 1983: Trend of the nitrate and ammonium content of precipitation water in Hungary for the last 80 years. *Tellus 35 B*, 304 – 308.

Horváth, L., 1985: On the background concentration and deposition of atmospheric nitrogen compounds in Hungary (in Hungarian). *Időjárás 89*, 262 – 268.

Horváth, L. and *Mészáros, E.*, 1984: The composition and acidity of precipitation in Hungary. *Atmospheric Environment 18*, 1843 – 1847.

Horváth, L. and *Mészáros, E.*, 1986: Acid deposition in Hungary (in Hungarian). *Időjárás 90*, 143 – 149.

Högström, U., 1978: An evaluation of the geographical variation of the characteristic sulfur wet fallout scale. *Atmospheric Environment 12*, 1505 – 1516.

Kasina, S., 1978: Sulfur budget in the region of Cracow. *Időjárás 82*, 320 – 324.

Kuttler, W., 1983: Trockene und hasse Schwefeldeposition in Mittleren Ruhrgebiet. *Verhandlungen Ges. Ökol. (Mainz) 10*, 457 – 472.

Logan, J. A., 1983: Nitrogen oxides in the troposphere: global and regional budgets. *Journal of Geophysical Research 88*, 10.785 – 10.807.

Luftreinhaltung, 1981: Entwicklung-Stand-Tendenzen, (ed. S. Umweltbundesamt). E. Schmidt Verlag, Berlin (West).

Mészáros, E., 1983: Atmospheric sulfur budgets over continental regions. In: Ecological Effects of Acid Deposition. *National Swedish Environment Protection Board-Report PM 1636*, 89 – 93.

Mészáros, E. and *Horváth, L.*, 1984: Concentration and dry deposition of atmospheric sulfur and nitrogen compounds in Hungary. *Atmospheric Environment 18*, 1725 – 1730.

Mészáros, E. and *Várhelyi, G.*, 1982: An evaluation of the possible effect of anthropogenic sulfate particles on the precipitation ability of clouds over Europe. *Időjárás 86*, 76 – 81.

Möller, D., 1982: Zur Untersuchung des atmosphärischen schwefelzyklus unter anthropogenem Einfluß. *Habilitation*, Berlin (E).

Möller, D., Zilinski, E., Graf, M. und *Wieprecht, W.*, 1985: Zur Staffbilanz braunkohlegefeuerter Kraftwerke und dem Anteil am geoökologischen Staffluß, der DDR. *Forschungsbericht 5.06.015 Akademie der Wissenschaften der DDR, Berlin.*

Möller, D. and *Horváth, L.*, 1987: Estimation of "natural" acidity of precipitation on global and continental scale. In preparation.

Möller, D. and *Kind, R.*, 1986: *Stickstoffoxide in der Atmosphäre-Ursachen, Wirkungen ung Gegenmaßnahmen.* VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

OECD, 1977: The OECD programme on long range transport of air pollutants. Organization for Economic Cooperation and Development, Paris.

Rodhe, H. and *Granat, L.*, 1983: Summer and winter budget for sulfur over Europe; an indication of large seasonal variation of residence time. *Időjárás 87*, 1 – 6.

Söderlund, R. and *Granat, L.*, 1982: Ammonium in precipitation – a presentation of data from the European air chemistry network. *Report CM – 59, Dep. of. Meteorology. University of Stockholm.*

Várhelyi, G., 1982: On the atmospheric sulfur budget over Hungary. *Időjárás 86*, 333 – 337.

Zavodský, D. and *Mitošinková, M.*, 1984: Estimation of atmospheric budget of nitrogen compounds over Czechoslovakia. *Időjárás 88*, 202 – 209.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 4. szám, 1987. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 4. July – August 1987. Budapest

An one-dimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage

GERESDI, I. and ZOLTÁN, CS., *Hungarian Meteorological Service, H-7601 Pécs, POB. 353.*

Cumulus állapotú zivatarfelhő egydimenziós időfüggő modellje. A bemutatott modell egydimenziós, időfüggő, környezetével keveredő jet modellje. A mikrofizikai folyamatok leírására bulk parametrizációt használtunk. Négyfajta hidrometeort építettünk a modellbe: felhőcseppeket, jégkristályokat, esőcseppeket és jégszemeket. A felhőcseppek esőcseppekké egyesülését a Berry-féle parametrizációval írtuk le. Az esőcseppek a Kessler által megadott koagulációs egyenletnek megfelelően gyűjtötték össze a felhőcseppeket. A jégkristályok arányát az összes felhőelemhez képest lineárisan változtattuk nulláról egyre, −35 °C-tól −40 °C-ig. Az esőcseppek a Bigg-féle fagyási egyenletnek megfelelően fagytak meg. A jégszemek a túlhűlt esőcseppek és felhőcseppek összegyűjtésével növekedtek nedves vagy száraz módon. Modelleztük az olvadással és párolgással kapcsolatos folyamatokat is. Eredményeink bemutatására két teszt-esetet adtunk meg (CCOPE 1981. augusztus 2. és Alberta Hail Project, 1983. július 26.)

*

An one-dimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage. The present model is one-dimensional and time-dependent entraining jet model. The microphysical processes are described using bulk parametrization. There are four different hydrometeors in the model: cloud droplets, ice crystals (cloud ice), raindrops, and hailstones. Cloud droplets are converted to raindrops according to Berry's parametrization of the autoconversion and are accreted by the raindrops according to Kessler's formulation of the coagulation. The portion of ice crystals to total cloud elements (cloud droplets and ice crystals) is assumed to vary linearly with temperature from zero at −35 °C to unity at −40 °C. Raindrops are frozen at a rate consistent with Bigg's freezing equation. The hailstones are formed by accretion the supercooled raindrops and cloud droplets. Both wet and dry growth of hailstones are calculated. The melting and evaporation processes are modeled, too. To demonstrate the model results two test cases are presented (CCOPE 08. 02. 1981, and Alberta Hail Project 07. 26. 1983.).

*

1. Introduction. This study presents results of our first effort to numerically simulate the lifecycle of a thunderstorm cell. One-dimensional time dependent models have been generally used in cloud modification research (e.g. *Nelson*, 1979). The present model is planned to use in hail suppression, especially in hail danger recognition, therefore the most important aim of us is to describe the updraught region in the cumulus stage.

The model is more nearly like those of *Wisner* et al. (1972), or *Ogura* and *Takahasi* (1971), but has slightly more sophisticated hail microphysics than either of the above studies. There are four different hydrometeors in the model: hail, rain, cloud water and cloud ice. Bulk parametrization was used supposing the Marshall-Palmer distribution for rain and the modified Marshall-Palmer distribution for hail (*Wisner* et al., 1972).

The microphysical processes considered in our model can be seen in *Fig. 1.*

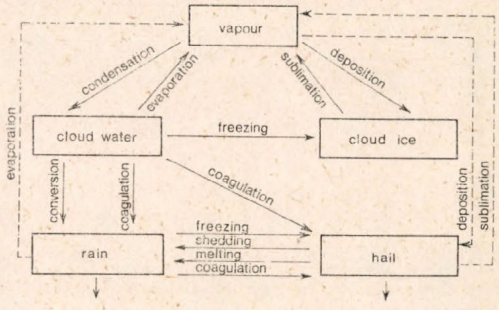


Fig. 1: Effects included in the model. Solid lines show the general effects, dotted lines show the effects acting below the condensation level.

2. *Dynamical description*

Assuming that the thundercloud does not perturbate the pressure field and all hydrometeors are always falling at their terminal velocity (*Squires* and *Turner*, 1962; *Wisner* et al., 1972), the third component of the equation of motion is:

$$\frac{d}{dt}(mw) = mg\frac{\varrho - \varrho_e}{\varrho} - mg\sigma, \tag{1}$$

where m is the mass of the air parcel, w is the third component of the velocity field in the updraught, g is the acceleration of gravity, ϱ is the density of air parcel. (It is supposed that the parcel is a very thin cylindrical slice. In this way it can be taken homogeneous.) ϱ_e is the density of air in the environment and σ is the total hydrometeor mixing ratio.

Beside the equation of motion we need the continuity equation to give the dinamical description. The mass of the air parcel changes due to the entraining air from the environment of the updraught. In the literature numerous different approximations can be found to give the ratio of entraining air (*Zoltán* and *Geresdi*, 1984). In the present study the inverse radius entrainment ratio (*Squires* and *Turner*, 1962) is used:

$$\mu = \frac{1}{m}\frac{dm}{dt} = \frac{2\alpha}{r}\frac{\varrho_e}{\varrho}|w| \quad \alpha = 0.1, \tag{2}$$

where r is the radius of the updraught.

Substituting the expression of mass and using partial derivatives in Eqs. (1) and (2) we got:

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} &= -\frac{\partial w}{\partial z}w - \mu w + g\frac{\varrho - \varrho_e}{\varrho} - g\sigma \\ \frac{\partial r}{\partial t} &= -\frac{\partial r}{\partial z}w + \frac{r}{2}\left\{\mu - \frac{1}{\varrho}\left[\frac{\partial \varrho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(\varrho w)\right]\right\}. \end{aligned} \tag{3}$$

The updraught velocity and the jet radius can be computed by the integration of the above equations knowing the densities ϱ_e, ϱ and the total hydrometeor mixing ratio σ. These last two characteristics ϱ and σ cause, in our model, the interaction between the cloud dynamics and microphysics.

3. Continuity of water

As it was pointed out in chapter 2 to solve the dynamic equations (3) it is necessary to know σ and ϱ.

First, let us see the conservation of total water in the parcel:

$$\frac{d}{dt}[m(q+\sigma)] = \frac{dm}{dt}q_e, \tag{4}$$

where q and q_e are the vapour mixing ratios in the jet and in its environment, respectively, It can be seen in Eq. (4) that here the only source of water is the entraining vapour.

In our model the water vapour mixing ratio is calculated as follows:

$$q = 0.622\frac{e}{P}, \quad e = \frac{e_{Sw}(\sigma_R+\sigma_{Cw})+e_{SI}(\sigma_H+\sigma_{CI})}{\sigma}, \tag{5}$$

where e is the pseudo-saturation vapour pressure, e_{SW} and e_{SI} are the saturation vapour pressures with respect to liquid water and ice calculated by the modified Tetens-formulas (*Zoltán* and *Geresdi*, 1984), σ_R is the rain mixing ratio, σ_H is the hail mixing ratio, σ_{CW} is the cloud water mixing ratio and σ_{CI} is the cloud ice mixing ratio. In this case q depends only on the temperature. Therefore, to solve Eq. (4) all of the phase changes have to be calcultated because all have an influence on the temperature.

The continuity equations for different phases and hydrometeors are:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial q}{\partial t} &= -\frac{\partial q}{\partial z}w - \mu(q-q_e)+P_V \\
\frac{\partial \sigma_R}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial z}\left[\int_0^\infty \frac{D^3\pi}{6}\varrho_w\big(w-v_R(D)\big)\frac{n_R(D)}{\varrho}dD\right]-\mu\sigma_R+P_R \\
\frac{\partial \sigma_H}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial z}\left[\int_0^\infty \frac{D^3\pi}{6}\varrho_I\big(w-v_H(D)\big)\frac{n_H(D)}{\varrho}dD\right]-\mu\sigma_H+P_H \\
\frac{\partial \sigma_{CW}}{\partial t} &= -\frac{\partial \sigma_{CW}}{\partial z}w-\mu\sigma_{CW}+P_{CW} \\
\frac{\partial \sigma_{CI}}{\partial t} &= -\frac{\partial \sigma_{CI}}{\partial z}w-\mu\sigma_{CI}+P_{CI}
\end{aligned} \tag{6}$$

where P_V, P_R, P_H, P_{CW}, P_{CI} are production terms, D denotes the diameter of raindrops or hailstones, $v_R(D)$ and $v_H(D)$ are the terminal velocities of raindrops and hailstones of diameter D, $n_R(D)$ and $n_H(D)$ are the density functions of raindrops and hailstones, respectively. (See Appendix 1,2)

The first terms on the right-hand side are the advective terms, the second ones describe the decrease of mixing ratios due to the entrainment and the third terms are the production terms. These last terms involve the mass transfers among the water vapour and the different hydrometeors. On the basis of Eq. (4) the sum of these terms has to be zero.

Considering the block diagram *(Fig. 1)* in our model the production terms can be disintegrated as follows:

$$\begin{aligned} P_V &= -P_{CWV} - P_{CIV} + P_{VR} + P_{VH} \\ P_R &= -P_{HR} + P_{RH} + P_{RCW} - P_{VR} \\ P_H &= P_{HR} - P_{RH} + P_{HCW} - P_{VH} \\ P_{CW} &= P_{CWV} - P_{HCW} - P_{RCW} - P_{CICW} \\ P_{CI} &= P_{CIV} + P_{CICW} \end{aligned} \tag{7}$$

The meaning of terms on the right-hand side are as follows:

P_{CWV} : condensation of water vapour or evaporation of cloud water above the cloud base and at higher temperature than -40 °C.
P_{CIV} : deposition of water vapour or sublimation of cloud ice below -40°C.
P_{HR} : freezing of raindrops and hail-rain coagulation.
P_{RH} : melting of hailstones and shedding in the wet growth range.
P_{HCV} : hail-cloud water coagulation.
P_{RCV} : conversion (cloud water droplets coalesce to form rain-drops) and rain-cloud water coagulation.
P_{CICV} : freezing of cloud water.
P_{VR} : evaporation of rain below cloud base.
P_{VH} : sublimation of hail or deposition of water vapour.

4. Thermodynamics

Remembering that we need to calculate the density ϱ and water vapour mixing ratio q and both of them depend on temperature, we deal with the temperature of the updraught region in this chapter.

The first law of thermodinamics may be written as:

$$\frac{d}{dt}(c_p m T) = c_p \frac{dm}{dt} T_e + \frac{m}{\varrho} \frac{dp}{dt} + m(Q_C + Q_D + Q_F + Q_M) \tag{8}$$

where c_P is the specific heat of air at constant pressure, T is the temperature of the parcel, T_e is the temperature of the environment, p is the pressure, Q_e is the rate at which the latent heat of condensation or evaporation is released, Q_D is the rate at which the latent heat of deposition or sublimation is released, Q_F is the rate at which the latent heat of freezing is released and Q_M is the rate at which the cloud air gets heat from the hail and the shed water (see Appendix 6.).

On the right-hand side the first term is the entraining enthalpy, the second one is the technical power and the third one is the heat added to the enthalpy of the parcel during unit time. Using the ideal gas law, the hydrostatic equation and keeping in mind that the isobaric surfaces crossing the jet are horizontal, we obtain:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial T}{\partial z} w - \mu(T - T_e) + \frac{g}{c_p} \frac{\varrho_e}{\varrho} + \frac{1}{c_p}(Q_C + Q_D + Q_F + Q_M) \tag{9}$$

Considering Eq. 7 the heat sources per unite mass are:

$$\begin{aligned} Q_C &= L_C(P_{CWV} - P_{VR}) \\ Q_D &= L_D(P_{CIV} - P_{VH}) \\ Q_F &= L_F(P_{HRF} + P_{CICW}) \end{aligned} \tag{10}$$

where L_C is the latent heat of condensation, L_D is the latent heat of deposition and L_F is the latent heat of fusion. P_{HRF} is the mass rate at which rain freezes in unit mass (see Appendix 4.).

5. Initial conditions

An initial perturbation is needed to start the convection because of the environment is supposed to be in hydrostatic equilibrium. In the present model the perturbation is:

$$w = \begin{cases} 5 \sin\left(\pi \dfrac{z}{z_c}\right), & z < z_c \\ 0, & z \geq z_c \end{cases}$$

$$r = \begin{cases} 10^4 \cos\left(\dfrac{\pi}{2} \dfrac{z}{z_c}\right), & z < z_c \\ 0, & z \geq z_c \end{cases} \tag{11}$$

where z_c is the height of the condensation level above the ground surface ((w), m/s; (r), m). The initial value of the jet temperature is:

$$T = \begin{cases} \Theta_g \left(\dfrac{P}{10^5}\right)^{0.28}, & z < z_c \\ T_e, & z \geq z_c \end{cases} \tag{12}$$

where Θ_g is the potential temperature at the ground. The above temperature is just the dry adiabatic one. The water vapour mixing ratio is:

$$q = \begin{cases} q_g, & z < z_c \\ p_e, & z \geq z_c \end{cases} \tag{13}$$

where q_g is the mixing ratio at the ground.

6. Numerical solution and boundary conditions

The differential equations presented were integrated by the Eularian-method using a grid interval of 200 m. The time increment Δt was calculated for each step:

$$\begin{aligned} \Delta t &= 2/(4U/\Delta z + V + \mu) \\ U &= \max(|w|, v_H, v_R) \\ V &= \max\left(\left| \frac{1}{\varrho} \frac{\Delta(\varrho v_H)}{\Delta z} \right|, \left| \frac{1}{\varrho} \frac{\Delta(\varrho w)}{\Delta v} \right| \right). \end{aligned} \tag{14}$$

where v_H and v_R are the mass weighted mean velocities of hail and rain distributions, respectively.

Calculating the hail temperature (see Appendix 6) we used a smaller time increment ($\Delta t'$) than in the other part of the model. Using Δt the heat transfer between the hailstones and their environment would be overestimated. 0.5 sec was found to be acceptable for $\Delta t'$. The smaller time increment does not increase the accuracy very much but increases the computation time.

Let Φ be a dependent variable and Φ_k^n denotes its value at $t = n\Delta t$ and $z = k\Delta z$ (n and k are natural numbers).

The total derivative of Φ_k^n approximated by:

$$\frac{d\Phi}{dt} \cong \frac{\Phi_k^{n+1} - \Phi_k^n}{\Delta t} + X \qquad X = \begin{cases} A \dfrac{\Phi_{k+1}^n - \Phi_k^n}{\Delta z}, & A < 0 \\ A \dfrac{\Phi_k^n - \Phi_{k-1}^n}{\Delta z}, & A \geq 0, \end{cases} \tag{15}$$

A is the advecting velocity. To avoid the decoupling problem A was chosen as:

$$A = 0.25 w_{k+1}^n + 0.5 w_k^n + 0.25 w_{k-1}^n, \tag{16}$$

During the calculation $w_0^n = 0$ was held (here is no vertical velocity component at the ground), and $(\partial r/\partial t)^n = 0$ when the advecting velocity was nonnegative at the ground.

7. Case studies

To demonstrate the model results two comparative studies are shown in this chapter. We have to stress once more that our aim was to describe the updraught region of thunderclouds in cumulus stage. The data sets originate from the Catalogue of Data Sets for the International Cloud Modelling Workshop/Conference (*Silverman* and *Matthews*, 1984). The CCOPE Hailstorm of 2 August 1981 was presented by *L. Jay Miller* and the Alberta Hail Project 26 July 1983 by *M. English* at the conference.

a) CCOPE 08.02.1981: A severe storm developed over the higher terrain of Montana (USA) and moved rapidly (at about 20 m/s) east-southeastward. Large damage was caused by hailstones having typical diameter of 1 – 3 cm, with some as large as 8 – 10 cm. The storm was investigated by a 10 cm radar and by an aircraft crossing it many times. An extensive and steady weak echo region (WER) was measured that could be associated with the intense updrought of the storm. The environment of the jet in this case was determined on the basis of the 22 GMT data of four different rawinsonde stations being about 50 – 70 km from each other.

The more important results of computation can be seen in *Fig. 2* and a comparison between measured an calculated parameters is given in *Table I.*

Our model was run for two hours of cloud life time in this case and the value of parameters practically did not change from the 30th minute. The large updraught calculated accounts for the infinite life time and having no precipitation at the ground because the precipitation elements can not breake it down. This is in accordance with the long life time of this type of storms (so called supercell) and the existence of WER in it. The relatively large differences between the measured and calculated air and vapour fluxes may be in connection with initial

TABLE I.

Parameters	Measured	Calculated
Life time	more than 5 hours	infinite
Maximum updraught velocity, m/s	40 – 45	55
Cloud top (AGL), km	11 – 16.5	13
Maximum reflectivity, dBZ	65 – 75	65
Height of the maximum reflectivity, km	9 – 10	8
Maximum liquid water content, g/m^3	6	5
Total vertical flux of air trough cloud base, kg/s	$3-4\cdot10^9$	$6\cdot10^8$
Water vapour flux trough cloud base, kg/s	$4\cdot10^7$	$8\cdot10^6$
Precipitation	very intensive rain and hail	no

radius of jet at the ground. Increasing its value we get better agreement with the measured fluxes but this would result in larger maximum vertical velocity.

It was supposed that the maximum reflectivity given in the comparative table was measured in the updraught because it was found to be rather high and over the WER. Similarly large reflectivity value was observed near the ground but it can be associated with the downdraught.

b) Alberta Hail Project 07. 26. 1983. On the afternoon of 26 July 1983 two separate clouds were measured by a 10 cm radar and an aircraft. One of them was seeded with dry-ice and the other one was not treated. Because our model does not include seeding, the results of calculation were only compared with the parameters of the latter case.

The environment of the jet in this case was given by the 22 GMT data of a rawinsonde station.

The more important results of computation can be seen in *Fig. 3.* In this case the precipitation elements broke down the updraught and there was precipitation at the ground. After the first appearance of the 20 dBZ contour it took the precipitation elements 30 minutes to reach the ground in our calculation. On

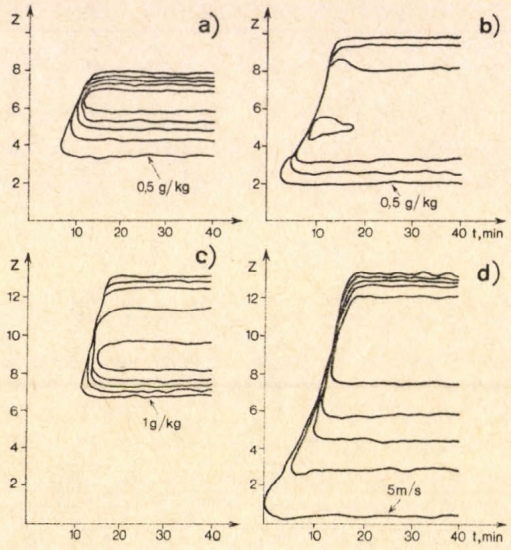


Fig. 2: (a) *Rainwater.* The contour interval is 1 g/kg. The first contour represents 0.5 g/kg. (b) *Cloud water.* The contour interval is 1 g/kg. The first contour represents 0.5 g/kg. (c) *Hail.* The contour interval is 2 g/kg. The first contour represents 1 g/kg. (d) *Vertical velocity component.* The contour interval is 10 m/s. The first contour represents 5 m/s. Altitudes in kilometers (AGL).

the basis of radar measurements it took about 10 minites. Unfortunately no ground measurements of precipitation were available to us. Probably the precipitation intensity is too large but the values of cumulative precipitation may be real in our model. These problems are due to the one-dimensional approximation and the bulk parametrization. However, some important calculated parameters agree well with the parameters measured by aircraft *(Fig. 4)*. The only exception is in the total ice concentrations. The calculated concentrations are by three orders of magnitude less than the measured ones at the penetration levels, This great difference must be in connection with the cloud ice formation because the calculated concertrations of hailstones agree well with measured ones (Fig. 4c, d). The liquid water content was measured by a Johnson–Williams hot wire device which begins to undersample (understimate mass) droplets with diameters $> 30\ \mu$. Thus the calculated cloud water content has to be compared with the measured liquid water in Fig. 4b. The computed maximum contour top of the 20 dBZ agree well with the measured one (7 km AGL).

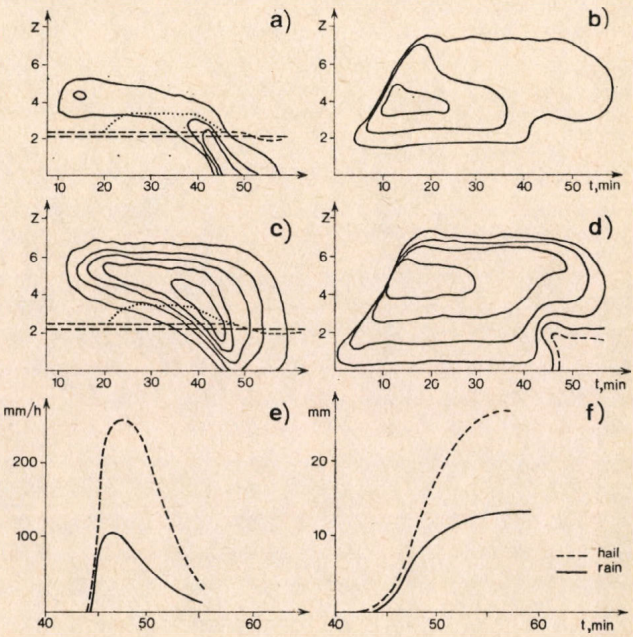


Fig. 3: (a) *Rainwater.* The contour interval is 1 g/kg. The first contour represents 0.5 g/kg. (b) *Cloud water.* The contour interval is 1 g/kg. The first contour represents 0.5 g/kg. (c) *Hail.* The contour interval is 2 g/kg. The first contour represents 1 g/kg. (d) *Vertical velocity component.* The contour interval is 5 m/s. (e) *Precipitation intensity.* (f) *Cumulative precipitation.* Altitudes in km (AGL). In figures (a) and (c) the dashed lines show the height of 0 °C in the environment and in the cloud, dotted line showes the upper boundary of the wet growth range.

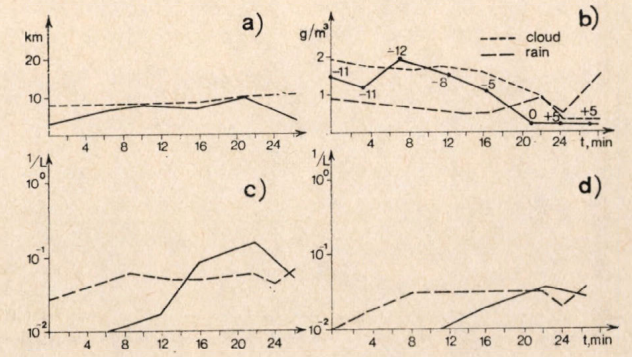


Fig. 4: Cloud width (a), liquid water (b), ice concentration for $D \geq 600\ \mu$m (c) and for $D \geq 2$mm (d). The dashed lines show the calculated values the solid lines show the measured ones. We supposed that the Oth min. in the measurement was that of the 16th min. in our calculation. The temperature at the penetration level is indicated on liquid water concentration plot.

APPENDIX

A1. Size distributions of hydrometeors

a) Rain and hail: The size distribution of raindrops and hailstones are supposed to be exponential.

$$\begin{aligned} n_R(D) &= n_{RO} \exp(-\lambda_R D) \qquad n_{RO} = 8 \cdot 10^6 m^{-4} \\ n_H(D) &= n_{HO} \exp(-\lambda_H D) \qquad n_{HO} = 3 \cdot 10^4 m^{-4}, \end{aligned} \tag{1.1}$$

λ_R and λ_H parameters are calculated from the rain and hail mixing ratio, respectively.

b) Cloud water: The number concentration of cloud water droplets is kept to be constant (5×10^8 m^{-3}) and their terminal velocities are equal to zero in the model. For the size distribution of cloud water droplets do not appear in the equations describing the autoconversion and the hail-cloud water coagulations (because of $v_{CW} = 0$), we do not need the explicit form of size distribution.

c) Cloud ice: Cloud ice (small ice particles) appears below -35 °C in updraught core. The terminal velocity of these particles is supposed to be equal to zero. For the cloud ice takes part only in the vapour-ice and cloud water-cloud ice transformations (see Appendix 3 and 8), it is not necessary to give the number concentration and size distribution.

A2. Terminal velocities of hydrometeors

a) Rain: Assuming that raindrops fall at their terminal velocity and because the density of water much greater than that of air the following equation can be written.

$$C_R Re^2 = \frac{4}{3} D^3 \varrho_W \frac{\varrho g}{\eta^2}, \tag{2.1}$$

where Re is the Reynolds number, C_R is the drag coefficient of a raindrop of diameter D moving in a medium of density ϱ and dynamic viscosity η.

On the other hand, an empirical formula for $C_R Re^2$ only as a function of Re was fitted to the measurements of *Gunn* and *Kinzer* (1949) by the least square methods.

$$C_R Re^2 = 5.8501\, Re^{1.6667} \tag{2.2}$$

Substituting Eq. 2.1 into Eq. 2.2 and using the definition of Reynolds number we get the terminal velocity of raindrop of diameter D:

$$v_R(D) = 102.25 \frac{D^{0.8}}{\varrho^{0.4} \eta^{0.2}}. \tag{2.3}$$

b) Hail: The terminal velocity of a hailstone of diameter D falling in a medium of density ϱ is supposed to be:

$$v_H(D) = \left(\frac{4}{3} \frac{\varrho_I}{\varrho} \frac{g}{C_H} \right)^{0.5} D^{0.5}, \tag{2.4}$$

where $C_H (= 0.6)$ is the drag coefficient of the hailstone.

A3. Vaporization of cloud water P_{CWV} and c loud ice P_{CIV}

In the updraught there are always enough nuclei in the continental atmosphere and a small supersaturation can activate a lot of them. The vapour condense on the nuclei und the cloud droplets appear. Therefore the vapour pressure can not be much larger than the saturation vapour pressure. The number concentrations of cloud water droplets are about 10^5 times larger, and their sizes are 100 times smaller than those of precipitation elements. For the vaporization rate is proportional to the product of concentration and size the role of rain and hail can be neglected in the transformation of water vapour. In our model the vapour condenses on the cloud water above -40 °C and below this temperature it transformes to cloud ice.

A4. Freezing of raindrops and hail-rain coagulation P_{HR}

The hail-rain transformation consists of the freezing of raindrops P_{HRF} and of the hail-rain coagulation P_{HRC}.

a) Freezing of raindrops: An empirical equation suggested by *Bigg* (1953) was used to calculate the freezing of raindrops:

$$\ln(1-P) = b\int_0^t \frac{D^3\pi}{6}\left\{\exp[a(T_0-T)]-1\right\}dt, \tag{4.1}$$

where P is the probability of freezing, b, a are constants and $T_0 = 273.15$. P is defined as the number of drops N_F frozen in time interval $(0, t)$ divided by the total number of drops N_F+N_R in size cathegory $(D, D+dD)$. N_R is the number of raindrops falling into the size interval $(D, D+dD)$ at time t.

The total mass rate at which raindrops freeze per unite volume is given by:

$$P_{HRF} = 20\pi^2 b n_{RO}\lambda_R^{-7}\left\{\exp[a(T_0-T)]-1\right\}\frac{\varrho_W}{\varrho}. \tag{4.2}$$

b) Hail-rain coagulation: To calculate this term we used the following simplifying assumptions:

I. The collection efficiency equals to one.

II. The absolute value of the velocity difference can be approximated as the difference between the mass weighted velocities hail and rain:

$$|v_H(x)-v_R(y)| \cong \left|\frac{1}{\delta_H}\int_0^\infty v_H(x)\frac{x^3\pi}{6}\varrho_I n_H(x)dx - \frac{1}{\delta_R}\int_0^\infty v_R(y)\frac{y^3\pi}{6}\varrho_W n_R(y)\,dy\right| =$$

$$= |271.55(\varrho\lambda_H)^{-0.5} - 303.96\varrho^{-0.4}\eta^{-0.2}\lambda_R^{-0.8}|. \tag{4.3}$$

With these assumptions the effect of hail-rain coagulation is obtained as:

$$P_{HRC} = |v_H - v_R|\frac{\varrho_W}{\varrho}n_{HO}n_{RO}\pi^2\left(\frac{5}{\lambda_H\lambda_R^6}+\frac{2}{\lambda_H^2\lambda_R^5}+\frac{0.5}{\lambda_H^3\lambda_R^4}\right). \tag{4.4}$$

A slightly more accurate formula made by *Farlay* (*Orville* and *Kopp*, 1977) was used in our model:

$$P_{HRC} = |v_H - v_R|\frac{\varrho_W}{\varrho}n_{HO}n_{RO}\pi^2\left(\frac{5}{\lambda_H\lambda_R^6}+\frac{1.33}{\lambda_H^2\lambda_R^5}+\frac{0.22}{\lambda_H^3\lambda_R^4}\right). \tag{4.5}$$

A5. Hail-cloud water P_{HCW} and rain-cloud water coagulation P_{RCW}

To calculate the mass rate at which hail and rain collect cloud water we used the following simplifications:

I. The collection efficiency equals to one.

II. The size of hailstones and raindrops is much larger than that of cloud droplets.

III. $v_{CW} = 0$ (see Appendix 2.)

Using the above simplifications the mass rates at which rain and hail collects cloud water are given by:

$$P_{HCW} = 365.61\, n_{HO}\, \sigma_{CW}\, \lambda_H^{-3.5}$$

$$P_{RCW} = 119.88\, n_{RO}\, \sigma_{CW}\, \varrho^{0.6}\, \eta^{-0.2}\, \lambda_R^{-3.8} \tag{5.1}$$

A6. The melting of hailstones and shedding effect in the wet growth range P_{RH}

In Appendix 4 and Appendix 5, the mass rates are calculated at which hail accretes rain and cloud water, respectively. We can suppose that the accreted liquid water freezes immediately and becomes incorporated on to the hailstone (*Wisner* et al., 1972). This process is called dry gorwth. There is another way of hailstones growing. The temperatures of hailstones can reach 0 °C mainly due to the release of latent heat. In this case the growth rate depends primarily on the rate at which heat can be transferred away from stone to the environment, This process is called wet growth. It is assumed that the excess liquid water shed from the stones as raindrops.

The heat transfer between a hailstone of diameter D and its environment is (*Pruppacher* and *Klett*, 1978):

$$Q' = 2\pi\, Dk\,(T - T_H)\, f_H + 2\pi D\, \mathcal{D}\,(\varrho_V - \varrho_{VS})\, f_V\, L \tag{6.1}$$

The first term on the right-hand side is the rate of heat transfer due to conduction. T_H is the temperature of the hailstone, k is the thermal conductivity of air and f_H is the ventilation coefficient for heat. The second term is the rate of heat transfer due to diffusion. The ϱ_{VS} and ϱ_V are the water vapour density at the hailstone surface and in its environment, $\mathcal{D}$ is the coefficient of diffusion of water vapour in air and f_V is the ventilation coefficient for vaporization. L is the latent heat of vaporization and it is the latent heat of condensation if the temperature of the hailstone is equal to 0 °C and it is the latent heat of sublimation otherwise.

If a hailstone of mass M collects dM/dt liquid water of temperature T in a unit time, then:

$$c_I M \frac{dT_H}{dt} = Q' + c_W \frac{dM}{dt}(T - T_0) + L_F \frac{dM}{dt} + c_I \frac{dM}{dt}(T_0 - T_H) \tag{6.2}$$

where c_I and c_W are the specific heats of water and ice, respectively, After some calculation and integrating Eq (6.2) over all hail sizes we get:

$$c_I \sigma_H \frac{d\overline{T}_H}{dt}\overline{Q} + c_W(P_{HRC} + P_{HCW})(T - T_0) + L_F(P_{HRC} + P_{HCW}) +$$

$$+ c_I(P_{HRC} + P_{HCW})(T_0 - \overline{T}_H), \tag{6.3}$$

where

$$\overline{T}_{\mathrm{H}} = \int_0^\infty T_{\mathrm{H}} \frac{D^3\pi}{6} \frac{\varrho_{\mathrm{I}}}{\sigma_{\mathrm{H}}} n_{\mathrm{H}}(D)\, dD$$

is the mean temperature of hail and $\overline{Q} = \frac{1}{\varrho} \int_0^\infty Q' n_{\mathrm{H}}(D)\, dD$.

If $\overline{T}_{\mathrm{H}}$ calculated from Eq. 6.3 is equal to or higher than 0 °C we may suppose that all of the collected liquid water cannot be frozen, so some of it must be shed as raindrops and the mean temperature of hail remains 0 °C.

The frozen part of collected liquid water in unit time and unit mass can be given by the following equation:

$$P_{\mathrm{WET}} = \left(-\overline{Q} + c_{\mathrm{W}}(P_{\mathrm{HRC}} + P_{\mathrm{HCW}})(T_0 - T)\right)/L_{\mathrm{F}}. \tag{6.4}$$

If P_{WET} is smaller than zero the hailstones melt, The rate of shedding is:

$$P_{\mathrm{RH}} = P_{\mathrm{HRC}} + P_{\mathrm{HCW}} - P_{\mathrm{WET}}. \tag{6.5}$$

The heat transfer rate from the hailstones and shed water to the cloud air, supposing that the temperature of the shed water becomes equal to the temperature of air after shedding, is:

$$Q_{\mathrm{M}} = -\overline{Q} + c_{\mathrm{W}} P_{\mathrm{RH}}(T_0 - T). \tag{6.6}$$

A7. Autoconversion P_{RCWA}

Cloud water transformed to rain by autoconversion was calculated using Berry's formula (*Berry*, 1968):

$$P_{\mathrm{RCWA}} = \varrho \sigma_{\mathrm{CW}}^2 \left(\psi + \frac{\Theta}{D_0} \frac{n_{\mathrm{CW}}}{\varrho \sigma_{\mathrm{CW}}}\right)^{-1} \tag{7.1}$$

where ψ and Θ are constants. The parameters of the cloud water distribution (total concentration (n_{CW}) and dispersion (D_0) in Eq. (7.1) were constant during the life time of the cloud. This is approximately true in the region of strong updraught where cloud water mixing ratio is large enough ($1-2$ g/m^3) but is not in the region of weak updraught or downdraught where the cloud water mixing ratio is smaller ($<0{,}5$ g/m^3). (See the results of aircraft measurements for Int. Cloud Mod. Workshop CCOPE 1 Aug 1981).

The values of cloud droplet concentration and dispersion of droplet distribution were taken from these measurements and in our model were $P_{\mathrm{RCWA}} = 0$ **if** $\sigma_{\mathrm{CW}} < 0.5$ g/kg.

A8. Cloud droplet freezing P_{CICW}

Because the cloud droplet diameter is not larger than 150 μm the droplets begin to freeze with greater probability than 50% at about -35 °C (*Wirth*, 1967), and numerous measurements have given evidence of the total freezing of water droplets at about -40 °C (*Mason*, 1971).

Thus the mass rate at which cloud water are frozen to form cloud ice is given by:

$$P_{\mathrm{CICW}} = \begin{cases} 0, & T > 238.15\ K \\ \left(\sigma_{\mathrm{CW}} - (\sigma_{\mathrm{CI}} + \sigma_{\mathrm{CW}}) \dfrac{T - 233.15}{5}\right) \dfrac{1}{\Delta t}, & 233.15 < T \leq 238.15\ K \\ 0, & T \leq 233.15\ K. \end{cases} \tag{8.1}$$

where Δt is the time step in the numerical calculation.

A9. Vaporization of rain P_{VR} and hail P_{VH} below the cloud base

Below the cloud base the vaporization of precipitation elements cannot be neglected, because there are no cloud droplets (see Appendix 4).

The form of diffusion equations are similar for raindrops and hailstones (*Pruppacher* and *Klett*, 1978):

$$\frac{dM}{dt} = 2\pi D (\varrho_{\mathrm{V}} - \varrho_{\mathrm{VS}}) \mathcal{D} f_{\mathrm{V}}. \tag{9.1}$$

Different ventilation coefficients f_{V} were used for the rain and the hail. Integrating Eq. (9.1) over all hailstone and raindrop sizes we obtain the production terms for the rain-vapour and hail-vapour transports.

$$P_{\mathrm{VR}} = 2\pi \mathcal{D} (\varrho_{\mathrm{V}} - \varrho_{\mathrm{VS}}) n_{\mathrm{RO}} \left(\frac{0.78}{\lambda_{\mathrm{R}}^2} + 4.80 \frac{\varrho^{0.3}}{\eta^{0,6} \lambda_{\mathrm{R}}^{2.9}} \right)$$

$$P_{\mathrm{VH}} = 2\pi \mathcal{D} (\varrho_{\mathrm{V}} - \varrho_{\mathrm{VS}}) n_{\mathrm{HO}} \frac{5.69}{\eta^{0.5} \lambda_{\mathrm{H}}^{2.75}} \tag{9.2}$$

A10. Calculation of radar reflectivity

The equivalent reflectivity factor Z_{R} for rain can be given by the following expression assuming Rayleigh scattering and Marshall – Palmer exponential raindrop size distribution:

$$Z_{\mathrm{R}} = \int_0^\infty n_{\mathrm{RO}} \exp(-\lambda_{\mathrm{R}} D) D^6 \, dD = 720\, n_{\mathrm{RO}} / \lambda_{\mathrm{R}}^7 . \tag{10.1}$$

On the basis of the suggestion of *Smith* et al., (1975) we calculated the radar reflectivity for hail assuming Rayleigh scattering too. They pointed out that using S band radar there is no great difference between the reflectivities calculated by Rayleigh or Mie theory of the hail content is not larger than 5 g/m^3 and the size distributionis of the Marshall – Palmer type. Therefore, in such a case the following equation was used to calculate the equivalent radar reflectivity factor for hail:

$$Z_{\mathrm{H}} = \frac{|K_{\mathrm{I}}|^2}{|K_{\mathrm{W}}|^2} \int_0^\infty n_{\mathrm{HO}} \exp(-\lambda_{\mathrm{H}} D) D^6 \, dD = \frac{|K_{\mathrm{I}}|^2}{|K_{\mathrm{W}}|^2} 720\, n_{\mathrm{HO}} / \lambda_{\mathrm{H}}^7 \tag{10.2}$$

where $|K_I|^2$ the dielectric factor for ice, is 0.176 and $|K_W|^2$ the dielectric factor for water, is 0.93.

When the hailstones have thin water layer on their sufface, that is in the wet growth range, the equivalent radar reflectivity factor is given by (*Smith* et al., 1975):

$$Z_H = (720 n_{HO}/\lambda_H^7)^{0.95}. \tag{10.3}$$

The resultant equivalent reflectivity factor is the sum of the factors described above.

REFERENCES

Berry, E. X., 1968: A parametrization of the collection of cloud droplets. *First Conference on Weather Modification, Albany.*

Bigg, E. K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by freezing droplets. *Quart. J. Roy. Met. 79*, 510–519.

Byers, H. R., 1965: *Elements of cloud physics.* The University of Chicago Press.

Gunn, R., and *Kinzer, G. D.*, 1949: The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air. *J. Meteor. 6*, 243–248.

Mason, B. J., 1971: *The physics of clouds.* Clarendon Press, Oxford.

Nelson, L. D., 1979: *Observations and numerical simultations of precipitation mechanisms in natural and seeded convective clouds.* University of Chicago-CPL. Technical Note No. 54.

Ogura, Y. and *Takahasi, T.*, 1971: Numerical simulation of the life cycle of thunderstorm cell. *Mon. Wea. Rew. 90*, 895–911.

Orville, H. D. and *Kopp, F. J.*, 1977: Numerical simulation of the life history of a hailstorm. *J. Atm. Sci. 34*, 1596–1618.

Pruppacher, H. R. and *Klett, J. D.*, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation.* D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland

Silverman, B. A. and *Matthews D. A.*, 1984: *Catalogue of Data Sets for the International Cloud Modelling Workshop/Conference.* Division of Atmosperic Resources Research, Bureau of Reclamation, Denver, Colorado.

Smith, P. L. Jr., *Meyers, C. G.* and *Orville, H. D.*, 1975: Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parametrization of precipitation. *J. Appl. Meteor. 34*, 1156–1165.

Squires, P. and *Turner, J. S.*, 1962: An entraining jet model for cumulo-nimbus updraught. *Tellus 14*, 422–434.

Wirth, E., 1967: Temperatura zamerzania kapel obüknovennoj (H_2O); tjzseloj (D_2O) vodü. *Simpozium po fizike oblakov*, Sofia, 1967.

Wisner, C., *Orville, H. D.* and *Meyers, C.*, 1972: A numerical model of a hail-bearing cloud. *J. Atm. Sci. 29*, 1160–1181.

Zoltán, Cs. and *Geresdi I.*, 1984: An one-dimensional steady-state jet model for thunderclouds. *Időjárás 88*, 21–31.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 4. szám, 1987. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91. No 4. July – August 1987. Budapest

A Balaton és környezete csapadékellátottsága és párolgása 1951—1980 között

TÓTH ERZSÉBET—SZALMA JÁNOSNÉ—ZÁRBOK ZSOLT, *Központi Meteorológiai Intézet, H-1525 Budapest, Pf. 38*

Degree of precipitation supply and terms of evaporation of the Lake Balaton and its surroundings, between 1951 – 1980. The water of Lake Balaton is supplied by the precipitation falling into its surface as well as by that part of the catchment's delivery which flows into the lake. Therefore the analysis of the precipitation of Balaton was extended by the authors to the full catchment, beside the lake itself and its surroundings, on the basis of observations of meteorological stations carried out in the years of between 1951 – 1980. The areal monthly averages of precipitation of the catchment and separately that of the lake are shown in the paper. The annual course and the variability in time of precipitation are also discussed, beside the determination of main statistical parameters of the distribution functions of monthly precipitation sums. The formation of the lake's evaporation is illustrated by monthly data, comparing these values with that of the values obtained some decades earlier and determined by different authors.

*

A Balaton és környezete csapadékellátottsága és párolgása 1951 – 1980 között. A Balaton vizét a felszínére hulló csapadék, valamint a vízgyűjtőjére jutó csapadéknak a tóba lefolyó része táplálja. Ezért a Balaton csapadékviszonyainak elemzését a szerzők nemcsak a tóra, illetve közvetlen környékére, hanem a teljes vízgyűjtőre elvégzik, az e területen működő meteorológiai állomások 1951 – 1980 között végzett megfigyelései alapján. Bemutatják a vízgyűjtőre, valamint külön a tóra hulló csapadék havi területi átlagait, majd vizsgálják a csapadék évi járását, időbeli változékonyságát, meghatározva a havi csapadékösszegek eloszlásfüggvényeinek főbb statisztikai jellemszámait. A tó párolgásának alakulását szintén havi adatok tükrében mutatják be, és eredményeiket összevetik a korábbi évtizedekből származó, és különböző szerzők által meghatározott értékekkel.

*

A Balaton vizét a felszínére hulló csapadék, valamint a vízgyűjtőjére jutó csapadéknak a tóba lefolyó része táplálja, víztömegét pedig elsősorban a párolgás folyamata fogyasztja, E két hidrometeorológiai paraméter ismerete számos gyakorlati kérdés tisztázásához szükséges, hiszen a tó vízmérlegének két jelentős komponenséről van szó. Amikor tehát arra vagyunk kíváncsiak, hogy mekkora legyen a siófoki zsilipnél leeresztett víz mennyisége, hogyan alakul a tó vízszintjének ingadozása, vagy mennyi idő alatt cserélődik ki a tó vízkészlete, mindig előtérbe kerül a csapadéknak, mint az egyik legnagyobb bevételi, és a párolgásnak, mint az egyik legjelentősebb kiadási tényezőnek a beható elemzése.

A csapadék tér- és időbeli alakulása vizsgálatának nagyobb területre, esetünkben a vízgyűjtőre való kiterjesztését indokolják még mezőgazdasági, szőlő- és gyümölcstermesztési szempontok is, hiszen természeti adottságokat tekintve országunk egyik leggazdagabb tájegységéről van szó.

Nem véletlen tehát, hogy mind a csapadék, mind a párolgási viszonyok feltárását célzó kutatások már régen, lényegében a század elején elkezdődtek, így az előadásunkban elmondottak első, úttörő munkaként nem könyvelhetők el. Annyiban mégis újak az eredmények, hogy az 1951—1980-as periódusban végzett csapadékméréseken, tehát már nem a háború okozta csonka adatsorokon alapulnak, meglehetősen sűrű állomáshálózatra támaszkodnak (57 állomás a vízgyűjtőn), és a területi értékek egységes metodikával, a Thiessen-féle poligon módszerrel kerültek előállításra.

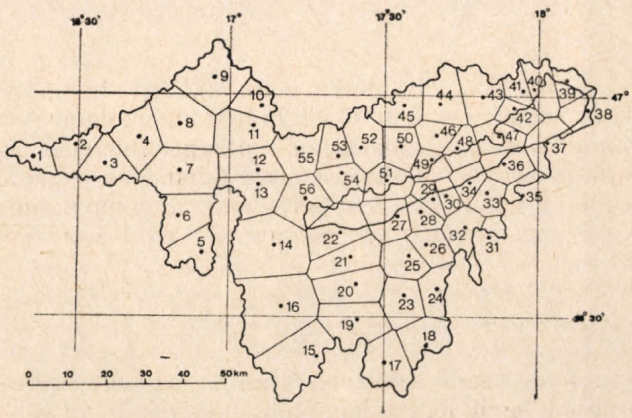
A tó párolgását illetően pedig kiegészült az általunk már korábban publikált 1931—1960 közötti időszakra vonatkozó adatbázis, ami azt jelenti, hogy végeredményben most már a Balaton 50 évi, azonos módszerrel előállított párolgási adatsorának birtokában vagyunk, noha jelen esetben csak az utóbbi 30 esztendővel foglalkozunk.

1. A csapadék a Balaton és vízgyűjtőjén

A Balaton vízgyűjtője a Zalai- és a Somogyi-dombvidékre valamint a Bakony déli lejtőjére terjed ki, területe 5186 km²-re tehető. A tó a vízgyűjtő keleti felében helyezkedik el, 588,5 km² a felülete. A vízgyűjtő mintegy feléről, pontosabban 51%-áról a lefolyó vizet a Zala, 32%-áról a Somogyi-dombvidéken és 17%-áról a Bakonyban eredő kisebb-nagyobb patakok szállítják a Balatonba.

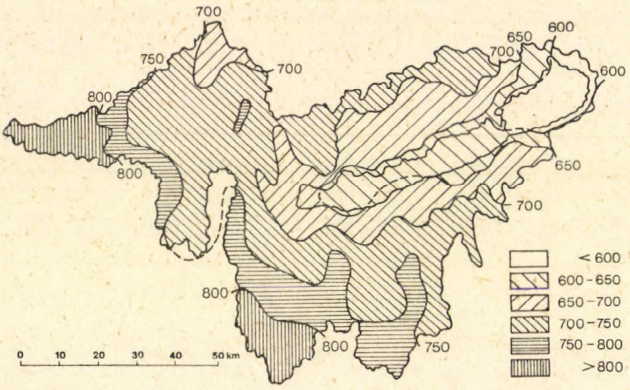
A területi csapadék kiszámításához, illetve a csapadék térbeli eloszlásának elemzéséhez 57 állomásnak az 1951—1980-as periódusból származó havonkéti adatai álltak rendelkezésünkre. Az állomáshálózatot, valamint az állomások köré szerkesztett és a vízgyűjtő területi csapadékának előállításához felhasznált poligon-rendszert *1. ábrán*kon szemléltetjük. Az ábrán feltüntetjük, hogy számításaink eredményeként a csapadék évi összegének *területi* átlaga 708 mm-nek adódott és ebből az összegből 423 mm, tehát 60% a nyári, 285 mm azaz 40% a téli félévre esik, A 708 mm évi összeg lényegében megegyezik az 1931—1960 közötti időszakra *Péczely* (1974) által megadott 700 mm-rel, és nincs jelentősebb eltérés a két periódusból számított nyári és téli félévi csapadékösszegekben sen (*Péczely*nél ez 398 mm [57%] és 302 mm [43%] volt).

A Balaton felszínére hulló csapadék *területi* átlaga 634 mm, ebből 370 mm eső hullik le a nyári és 264 mm a téli félévben, ami 58—42%-os megoszlást jelent.

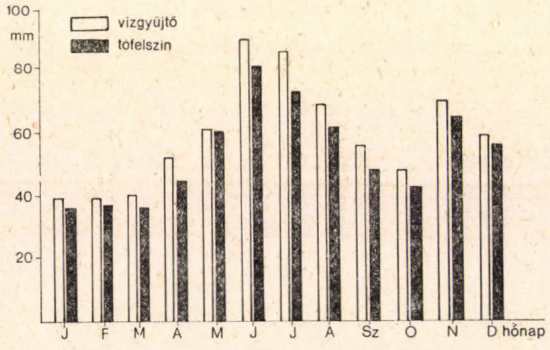


1. ábra: Csapadékmérő hálózat és poligonrendszer a Balaton vízgyűjtőjén

Már az említett néhány számadatból is sejthető, hogy a vizsgált térségben változatos képet mutat a csapadék területi eloszlása, Elsőként az átlagos évi összegek alapján megrajzolt csapadéktérképet elemezzük *(2. ábra)*. Látható, hogy a legtöbb a csapadék (750 – 825 mm) a vízgyűjtő nyugati, délnyugati részén; délnyugatról északkelet felé haladva csökken úgy, hogy már az 575 mm számértékű izohiéta is kijelölhető. Ezt a csapadékeloszlást, amelyet cirkulációs okok magyaráznak, tarkítja a Balaton árkában fellelhető csapadékszegényebb terület, valamint a vízgyűjtő északi határán a Déli-Bakony orografikus csapadéktöbblete.



2. ábra: A csapadék évi átlaga (mm) a Balaton vízgyűjtőjén



3. ábra: A csapadék havonkénti területi átlagai a vízgyűjtőn és a tavon

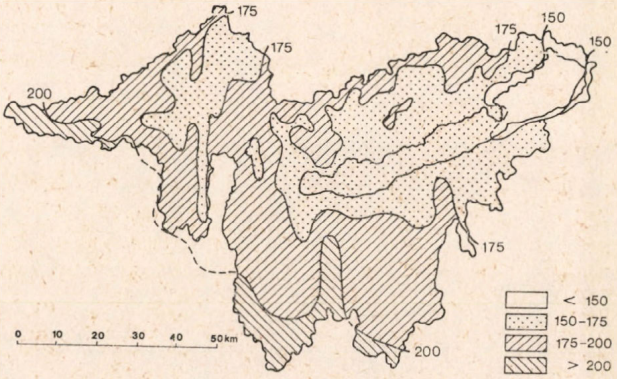
A Balatonra területi átlagként kapott 634 mm-es, viszonylag alacsony évi csapadékösszeg a domborzat hatásának a következménye. Az uralkodó északias szelek miatt a Bakony és a Keszthelyi-hegység szélárnyékos déli oldalán, az itt létrejövő leszálló légmozgások hatására csapadékszegény területek alakulnak ki.

30 évi átlagban találunk a vízgyűjtőn 835 mm évi csapadékot: Szalafőn, a vízgyűjtő legnyugatibb részén (1. sz. állomás), de fellelhetünk 548 mm-es értéket is, Balatonkenesén a vízgyűjtő legkeletibb részén vagyis az évi csapadékellátottságban ezen a mintegy 5200 km^2-es területen közel 300 mm a különbség.

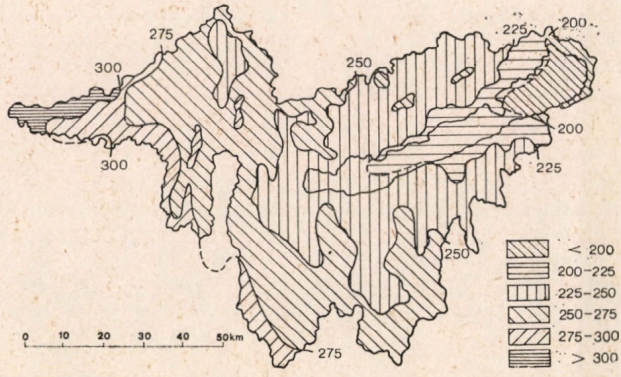
A csapadék évi járását a vízgyűjtőre és a tóra kiszámított átlagos havi területi értékek alapján mutatjuk be a *3. ábrán*. Mind a vízgyűjtő, mind a tó csapadékjárását a júniusi főmaximum jellemzi, 90 mm, illetve 81 mm-es értékkel, és a korábbi vizsgálatokhoz hasonlóan az 1951 – 1980 közötti periódusra végzett szá-

mítások alapján is fellelhető a határozott novemberi másodmaximum, amely 30 év átlagában a vízgyűjtőn 70, míg a Balatonon 60 mm-t ért el. Legkevesebb a csapadék havi összege I—III-ig, nem haladja meg a 40 mm-t.

A csapadék szeszélyes *időbeli* eloszlására utal az, hogy a vízgyűjtőre számított területi csapadék 1958 júniusában elérte a 197 mm-t, 1962 novemberében a 191 mm-t, nemkülönben ugyanezen évek ugyanezen hónapjaiban következett be az abszolút maximum a tófelszínen is, 173, illetve 177 mm-rel; előfordult viszont az is, mégpedig 1964 januárjában, hogy csak 1 mm volt a területi csapadék mind a vízgyűjtőn, mind pedig a Balatonon.



4. ábra: A nyári átlagos csapadékmennyiség (mm) a Balaton vízgyűjtőjén



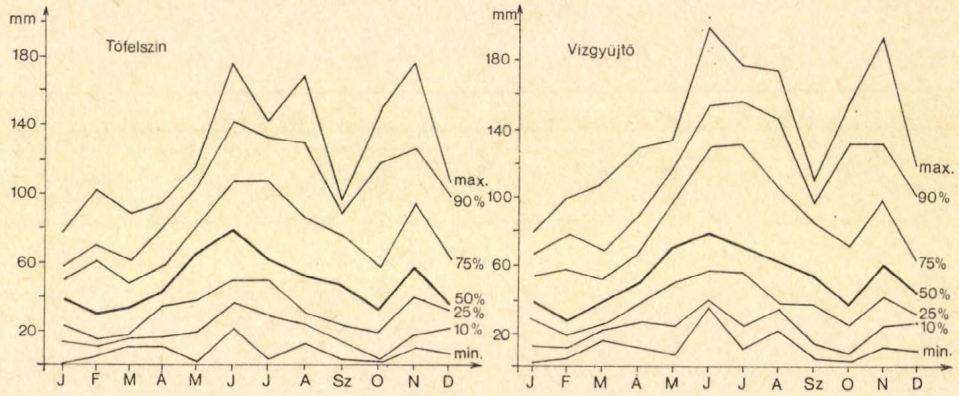
5. ábra: Az őszi átlagos csapadékmennyiség (mm) a Balaton vízgyűjtőjén

Korábban említettük már, hogy a vízgyűjtőn az évi csapadéknak 60%-a a nyári félévben hullik le, Most külön a nyárra, tehát a június, július, augusztus hónapokra, valamint az őszre, vagyis a szeptember—október—november időszakra vonatkozó csapadéktérképeket mutatjuk be *(4. és 5. ábra)*. Azért foglalkozunk külön-külön e két periódussal, mivel a csapadékot kiváltó és az eloszlását befolyásoló időjárási körülmények merőben eltérők.

Mint ismeretes, nyári csapadékaink túlnyomó része az északnyugat felől érkező zivataros hidegfrontok áthaladásával kapcsolatos, míg az őszi esőket a délnyugat felől érkező adriai és mediterrán ciklonok felsikló frontjainak felhőzete adja. A nyári hónapok csapadékeloszlását bemutató *4. ábrán* látható, hogy a Mezőföld felől csapadékszegény zóna nyúlik mélyen a Balaton fölé, s csaknem az

egész Balaton medencében 200 mm alatti a 3 havi csapadékösszeg, mely egyúttal azt is jelenti, hogy ez a vízgyűjtő legszárazabb része. Nyáron a legtöbb, 300 mm körüli csapadék a vízgyűjtő nyugati részén, a Zala felső folyásának vidékén hullik le.

Az őszi csapadékeloszlást szemléltető *5. ábrán* kitűnik, hogy a legcsapadékosabb és a legszárazabb területek között mindössze 50 mm a különbség, és a lehullott csapadék mennyisége délnyugatról északkelet felé haladva egyenletesen csökken. A Balaton árkának a nyári helyzetekre jellemző esőszegény volta kevésbé ismerhető fel, bár a tó fölött ezúttal is a csapadék délnyugatról északkelet felé haladva csökken. Míg nyáron a vízgyűjtő legcsapadékosabb és legszárazabb területe között az arány 1,5, addig ősszel csak 1,3.



6. ábra: A csapadékmennyiség valószínűségi- és szélső értékeinek évi menete a tó felszínén és víz gyűjtőjén

Hazánk éghajlati viszonyai között a csapadékot gyakran emlegetjük együtt a „szeszélyes" jelzővel, s e jelző nemcsak a területi eloszlás, hanem az időbeli változékonyság esetében is helytálló. Egy hosszú száraz, vagy hosszantartó csapadékos időszak természetesen másként érinti a mezőgazdaságot és másként a Balaton partján üdülőket, de mindkét szempontból használható tájékoztatást jelentenek a kérdéses területre hulló csapadék valószínűségi értékei. Ezeket az ada-

I. TÁBLÁZAT

A Balatonra és vízgyűjtőjére hullott évi, nyári félévi és nyári átlagos, legkisebb és legnagyobb csapadékösszegek

Időszak	Átlag mm	Szórás mm	Minimum		Maximum	
			mm	éve	mm	éve
			Vízgyűjtő			
Év	708	110	486	1971	993	1965
Ápr. – Szept.	423	84	274	1952	667	1965
Jún. – Aug.	245	65	102	1952	359	1965
			Balaton			
Év	634	107	424	1953	881	1965
Ápr. – Szept.	370	74	250	1961	580	1965
Jún. – Aug.	216	56	83	1952	310	1965

tokat mutatjuk be a *6. ábrán*, a vízgyűjtőre és a tóra, a 30 évi csapadékmegfigyelések alapján, az egyes hónapokra.

A vízgyűjtő egészére a legcsapadékosabb június hónapban pl. az évek 90%-ában számíthatunk a 40 mm-t meghaladó csapadékra, minden második évben pedig 80 mm-re. A júliusok egynegyedében, tehát 25%-ában 120 mm-t meghaladó eső hullik le. A bőséges őszi csapadékellátottságot jellemzi a novemberi 190 mm-es maximális havi összeg.

A Balaton felszínére hulló csapadék valószínűségi értékeinek menete hasonló a vízgyűjtőre megrajzolthoz, mindössze az egyes bekövetkezési százalékokhoz néhány mm-rel alacsonyabb csapadékösszegek tartoznak és mind a júniusi, mind a novemberi maximumok 180 mm alatt maradnak.

Az 1951–80-as periódusban előfordult legnagyobb és legkisebb évi, nyári félévi és nyári csapadékösszegeket az átlaggal és a szórással együtt az *I. táblázat* tartalmazza.

Természetesen más hálózatsűrűség alkalmazásával, vagy hosszabb időszak vizsgálatakor az I. táblázat jellemző számértékei, elsősorban a szélsőértékek kissé változhatnak, de a csapadék tér- és időbeli eloszlásáról az előzőkben megrajzolt helyzetkép alapjaiban nem módosul.

2. A Balaton párolgása

A Balaton párolgásának ismerete, mint már a bevezetésben említettük, elősegíti a tóval kapcsolatos hidrológiai kutatásokat, illetve a tó vízmérlegének minél pontosabb feltárását, és számos gyakorlati probléma megoldásához járul hozzá.

Meteorológiai szempontból azért fontos a párolgás tanulmányozása, mert ez a folyamat tetemes hőlekötéssel és jelentékeny vízgőzkibocsátással jár, és így közvetlenül befolyásolja az időjárási elemek alakulását, a parti üdülősáv éghajlatát.

A mintegy 600 km^2-es vízfelszín párolgása elsősorban környezetének hőmérsékletét és nedvességtartalmát módosítja, de különleges helyzetet teremt – amint már rámutattunk, – a Balaton és térsége sugárzásforgalmában is.

A csapadékviszonyok vizsgálatához hasonlóan, a párolgás becslésére tett kísérletek is a múltszázad végére, illetve e század elejére nyúlnak vissza. *Lóczy* (1894) akkor 1500 mm-re tette a Balaton évi párolgását, *Havalda* (1930) pedig 2000 mm körüli évi átlagos párolgásról beszélt.

Berkes (1946) a 40-es évek közepén hőháztartási módszerrel végzett számításai alapján 1350 mm-re becsülte a tó felszínéről elpárolgó víz mennyiségének átlagos évi összegét, mig az 50-es évek végén a Balaton vízháztartási összetevőinek számbavételével *Szesztay* határozta meg a tó sokévi átlagos párolgását, ami 870 mm-nek adódott.

A Balaton egyre fokozódó népgazdasági jelentősége, nemkülönben a megmentésének érdekében tett és teendő erőfeszítések arra ösztönöznek bennünket is, immár két és fél évtizede, hogy a Balaton meteorológiai kutatása során megfelelő és alkalmas módszereket dolgozzunk ki a tó párolgási rendszerének tüzetesebb feltárására, illetve, hogy ilyen módszerek birtokában napról-napra, vagy hónapról-hónapra kövessük nyomon a tó párolgását a legkönnyebben hozzáférhető meteorológiai adatok alapján.

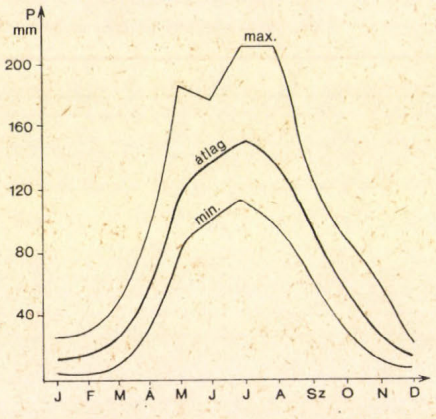
Emlékeztetőként megadjuk azt a Dalton-típusú empirikus formulát, amelyet a turbulens diffúziós és a hőháztartás vizsgálatok alapján dolgoztunk ki (*Antal*,

1974) a Balatonra, és az eredményeket a vízmérleggel ellenőriztük. E formula szerint a Balaton napi párolgását jól becsülhetjük a

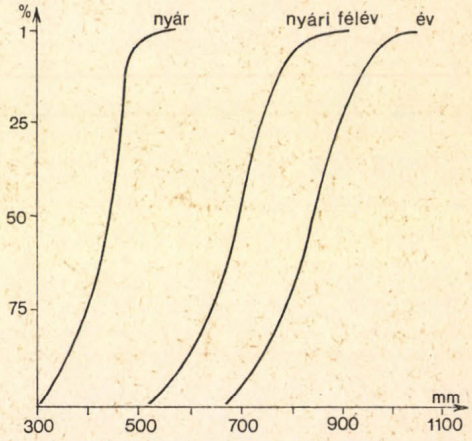
$$P = 0{,}75 \cdot (E_0 - e) \cdot (0{,}33 + 0{,}1\,u) \quad \text{mm/nap} \qquad (1)$$

képlettel, ahol E_0 a vízfelszín hőmérsékletéhez tartozó telítési páranyomás napi közepe mb-ban, e a levegő páranyomásának (mb), u a szélsebességnek területi átlaga a Balaton felett.

A formula jól használható havi párolgás értékek számítására is, a benne szereplő meteorológiai elemek havi közepeinek behelyettesítésével, és természetesen a kapott eredményt meg kell szoroznunk a hónap napjainak a számával.



7. ábra: A párolgás átlagos- és szélső értékeinek évi menete a Balatonon



8. ábra: A párolgás empirikus eloszlásgörbéi; nyár, nyári félév, év

Korábbi vizsgálataink szerint a vízhőmérséklet több helyen végzett reprezentatív mérésének adatai mellett (melyek a telítési páranyomás előállításához szükségesek), a konzervatív elemként ismert páranyomás területi értékének meghatározásához elegendő Keszthely és Siófok adata, míg a szélsebesség területi értékéhez Keszthely, Siófok, Balatonszemes és Balatonakali szélregisztrátumai szükségesek.

Az (1) formulával és az említett meteorológiai elemek figyelembevételével számítottuk ki a Balaton párolgását az 1951–1980 közötti 30 év minden hónapjára. Átlagos évi összegként erre az időszakra 848 mm-t kaptunk, az évi menetet pedig a 7. *ábrán* szemléltetjük. Erre az ábrára felrajzoltuk az egyes hónapokban előfordult maximumokat és minimumokat is.

Az évi járásban, mint látható, júliusban a legnagyobb a párolgási veszteség, átlagosan 152 mm, de előfordult ennek a 30 évnek a során 210 mm-es júliusi párolgás is, 1952-ben, s ez az abszolút maximumot jelenti még az 1931–1980 közötti időszak 50 júliusának sorában is. Legkevesebbet párologtat a Balaton december, január és február folyamán, 13–15 mm közötti értékekkel.

Volt olyan év, szintén az 1952-es, amikor a párolgás évi összege meghaladta az 1000 mm-t, pontosabban 1006 mm-t adott formulánk, nagyon jól megegyezve a hidrológusok által a vízmérleg figyelembevételével elfogadott 1012 mm-rel.

A nyári félév az évi összegen belül 697 mm-rel, a téli félév pedig 151 mm-rel szerepel, ami 82 – 18%-os megoszlást jelent. A nyár három hónapja folyamán a párolgás átlagosan 426 mm-t ér el, ami azt évi párolgási veszteségnek éppen a fele.

A *8. ábrán* az év, a nyári félév és a nyár során lezajló párolgás intenzitásának változékonyságára utaló empirikus eloszlásgörbét mutatjuk be. Segítségükkel többek között megállapítható, hogy 1000 mm vagy ezt meghaladó évi párolgási veszteségre eddigi vizsgálataink alapján legfeljebb 10 évenként egyszer lehet számítani, a 900 mm-es összeg viszont az esetek 25%-ában is előfordulhat. Az biztos, hogy a Balaton párolgása 100 évből 75 évben a 800 mm-t meghaladja.

A Balaton évi vízháztartását a

$$\Delta K = Cs + H - L - P, \qquad \text{mm/év} \tag{2}$$

egyenlet foglalja össze, amelyben ΔK a tóban tározódott vízkészlet megváltozása, Cs a Balatonra hulló csapadék, H a felszíni és a felszín alatti hozzáfolyás, L a leeresztett víz mennyisége és P a párolgás. Ennek az egyenletnek a megoldásához járulnak hozzá az 1951 – 1980. évi időszakra kiszámított és az előbbiekben részletezett eredményeink azon túl, hogy adalékul szolgálnak a Balaton és környezete éghajlati adottságainak teljesebb megismeréséhez, különös tekintettel a meteorológiai gyakorlatunkban már több helyen is alkalmazott legújabb 30 évi, vagyis az 1951 – 1980 közötti periódusra.

IRODALOM

Péczely, Gy., 1974: A csapadék eloszlása a Balaton térségében. (In: A Balaton éghajlata, Szerk.: Béll B. és Takács L.) OMSZ Hív. kiadv. XL. kötet 122 – 132.

Lóczy, L., 1894: A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottságának jelentése az 1892 – 1893. évi működésről. Budapest.

Havalda, E., 1930: A Balaton párolgása. *Vízügyi Közlemények*, 1. sz. 87 – 93.

Berkes, Z., 1946: A Kárpát-medence vízháztartása. *Időjárás*, 50. évf. 1 – 8. füzet, 5 – 13.

Szesztay, K., 1962: Adalékok a Balaton hidrológiai viszonyaihoz. Beszámolók a VITUKI 1958. évi munkájáról. 96 – 107. o.

Antal, E., 1974: A tó párolgása és vízháztartása. (In: A Balaton éghajlata. Szerk.: Béll B. és Takács L.) OMSZ Hiv. kiadv. XL. kötet, 220 – 234.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 4. szám, 1987. július – augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91. No 4. July – August 1987. Budapest

Összefüggés a vetési bagolylepke fénycsapdával gyűjtött mennyisége és a különböző makroszinoptikus helyzetek között

KÁROSSY CSABA—NOWINSZKY LÁSZLÓ, *Berzseny Dániel Tanárképző Főiskola, H-9701 Szombathely, Pf. 170*

Relationship between the amount of turnip darts caught by light-traps and the different macrosynoptic situations. The authors have investigated the 20-year series of observations of the catch of turnip darts (Scotia segetum Schiff., Lepidoptera: Noctuidae) made by the Jermy-type insect-traps. The light-trap measurements were carried out at different places and in different times, where meteorological measurements from that time were not available. In order to make the data comparable to each other, the average of the relative values of insects' amount caught in those different macrosynoptic situations, which are typical to Hungary, were determined by the authors and the results analysed. The amount of catch by light-trap found low in zC (zonal cyclonal) and AB (anticyclone in the area of British Islands), while it was high in AF (anticyclone in the area of the Massiv of Fennoscandinavia) as well as in C (cyclonal) situations. In other weather situations no significant deviation of the data has been found.

*

Összefüggés a vetési bagolylepke fénycsapdával gyűjtött mennyisége és a különböző makroszinoptikus helyzetek között. Szerzők az országos fénycsapda hálózatban 47 helyen működtetett Jermy típusú rovarcsapdák 1957 – 1976 közötti, 20 évi anyagát dolgozták föl, a vetési bagolylepkére (Scotia segetum Schiff., Lepidoptera: Noctuidae) vonatkozóan. A fénycsapdák adatai különböző helyekről és időpontokból származnak, s a gyűjtés helyén és idején meteorológiai mérések nem folytak. Szerzők az adatok összehasonlíthatóvá tétele érdekében meghatározták a Magyarországra jellemző tipikus makroszinoptikus időjárási helyzetekre a befogott rovarmennyiség relatív értékeinek átlagát és elemezték az eredményeket. A fénycsapdázás eredménye zC (zonális ciklonális) és AB (anticiklon a Britszigetek térségében) helyzetben kicsi, AF (anticiklon Fennoskandinávia térségében) és C (ciklonális) helyzetben nagy, a többi helyzetben az adatok között nincs szignifikáns eltérés.

*

Bevezetés és irodalmi áttekintés. Termesztett növényeink potenciális termőképességének maximális kihasználását egyéb tényezők mellett számos kártevő és kórokozó is akadályozza. Az ellenük felhasználható hatékony, de környezetkímélő védekezési eljárások kidolgozását és alkalmazását csakis a megbízható növényvédelmi előrejelzés teszi lehetővé. A prognózisok elkészítéséhez viszont nélkülözhetetlen az egyes kórokozók és kártevők megjelenési idejének és tömeges jelenlétének rendszeres figyelése, amely az adott célnak megfelelően eltérő módszerek és mintavételi eszközök segítségével történik. A megfigyelések adataiból kiindulva a károsítók életmódjának ismeretében készülnek a növényvédelmi prognózisok, amelyek alapján a termelők dönthetnek a beavatkozás szükségességéről, időpontjáról és megválaszthatják a legcélravezetőbb védekezési technológiát.

Az éjjel repülő rovarok tömegének és rajzási idejének megállapítására az egyik legáltalánosabban használt mintavételi eszköz a *fénycsapda*. Magyarországon mintegy 25 éve épült ki az egységesen Jermy-típusú csapdákat üzemeltető országos mezőgazdasági és erdészeti fénycsapda-hálózat, amely már eddig is hatalmas mennyiségű és felbecsülhetetlen tudományos értékű adatot szolgáltatott mind az entomológiai alapkutatás, mind a növényvédelmi gyakorlat számára.

A fénycsapdával gyűjtött rovarmennyiség számos környezeti tényező függvénye. A környezeti megvilágítás pl. a gyűjtési távolságot és a rovarok fényérzékenységét befolyásolja (*Nowinszky* és *Tóth*, 1984; *Tóth* és *Nowinszky*, 1985), az időjárás pedig a repülési aktivitásra van hatással. A változó környezeti hatások azt eredményezik, hogy a különböző megfigyelőhelyeken és eltérő időpontokban befogott példányok száma közvetlenül nem hasonlítható össze egymással. A megbízható előrejelzések készítésének alapvető feltétele a fogást módosító környezeti tényezők hatásának megismerése. Ez lehetőséget adna a mindenkori rovargyűjtési adat korrekciójára, amelynek elvégzése után a korrigált adat mindig azonosan arányos lenne a populáció mindenkori tényleges mennyiségével. A korrigált adatokból tehát mód nyílna a jelenleginél pontosabb növényvédelmi előrejelzések készítésére.

Az elmúlt évtizedek során a kutatók nagy figyelmet szenteltek a legkülönbözőbb környezeti tényezők gyűjtést módosító hatásának megállapítására. Hazánkban az egyes időjárási tényezők és a befogott rovarmennyiség összefüggésének vizsgálata a fénycsapda hálózat kiépülésének kezdetétől megindult. Ezen a területen *Wéber* (1959a, 1959c, 1960) és munkatársai (*Balogh*, 1962; *Sebestyén* és *Wéber*, 1959) végeztek alapvető kutatásokat. Munkásságuk a különböző rovarrendek repülési aktivitása szempontjából kedvező és kedvezőtlen hőmérséklet, szélerősség, relatív nedvesség, légnyomás és csapadék értéktartományainak megismerésére irányult. *Wéber* (1957, 1959b) vizsgálatai iránymutatók az egyes időjárási elemek komplex hatásának feltárására vonatkozóan is. Megállapítása szerint a melegfrontok átvonulása előtt, valamint a szubtrópusi meleg légtömegek tartózkodási idején a fénycsapda nagy mennyiségű rovart fog. A későbbiekben *Járfás* (1979) és munkatársai (*Járfás*, *Szabó* és *Sohajda*, 1974, 1975) meghatározták a különböző időjárási elemeknek azokat az értéktartományait, amelyeken belül a legfontosabb kártevő rovarfajok repülési aktivitása és ennek megfelelően fénycsapdával gyűjtött mennyisége maximális, illetve többé-kevésbé gátolt. Eredményei hozzájárultak a legveszélyesebb lepke-kártevők előrejelzési rendszerének tökéletesítéséhez.

Az országos fénycsapda hálózat megfigyelőhelyeinek nagy többsége sajnos távol esik a meteorológiai megfigyelőállomásoktól és a fénycsapdák közelében az üzemeltetők nem végeztek meteorológiai méréseket. Ezek a következtében a fénycsapdákkal történő mérésekből összegyűlt óriási adathalmaz mindmáig nem volt alkalmas az esetenként begyűjtött rovarmennyiségnek az időjárási elemek függvényében történő elemzésére.

Jelenlegi tanulmányunkban ezért nem az egyes időjárási elemekkel, hanem az ország szinte egész területén egyidejűleg fennálló időjárási helyzetekkel kapcsolatosan vizsgáltuk a rovargyűjtés adatsorát.

A makroszinoptikus időjárási helyzetekre vonatkozó adatokat *Péczely* (1983) katalógusából vettük át, a helyzettípusok jellemzése szintén *Péczely* (1957, 1983) munkáiban található meg.

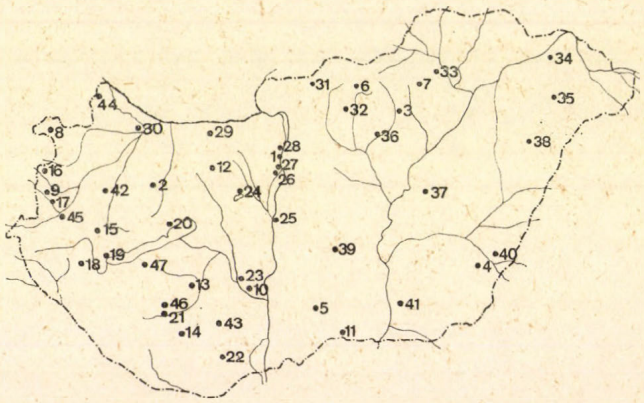
Az országos fénycsapda hálózatot a növényvédő állomások, az Erdészeti Tudományos Intézet és más kutatóintézetek működtetik. Az adat-anyagot a Ter-

mészettudományi Múzeumban *Kovács Lajos* identifikációs csoportja határozta meg. Az adatokat *Vojnits András* bocsátotta rendelkezésünkre, amiért ezúton is köszönetünket fejezzük ki.

A fénycsapdák az *1. ábrán* feltüntetett városokban, illetve községekben működtek.

A Jermy-típusú fénycsapda fényforrása 2 m magasságban elhelyezett 100 W-os normál izzólámpa, Ölőanyaga kloroform.

A fénycsapda hálózattal gyűjtött anyagból a vetési bagolylepkére *(Scotia segetum Schiff.)* vonatkozóan az ország 47 megfigyelőhelyéről, az 1957–1976 közötti 20 évből, összesen 249 rajzás, 1953 éjszaka és 10 325 megfigyelési adat anyagát dolgoztuk föl. A vizsgált időszakban a faj imágóiból 28 936 egyedet fogtak a csapdák. Munkánk során mind az első, mind a második nemzedék gyűjtési adatát figyelembe vettük.



1. ábra: A fénycsapda-hálózat Magyarországon. 1. Budakeszi, 2. Farkasgyepű, 3. Felsőtárkány, 4. Gerla, 5. Kunfehértó, 6. Mátraháza, 7. Répáshuta, 8. Sopron, 9. Szombathely, 10. Tolna, 11. Tompa, 12. Várgesztes, 13. Gyulaj, 14. Bakóca, 15. Zalaerdőd, 16. Sopronhorpács, 17. Tanakajd, 18. Pacsa, 19. Keszthely, 20. Csopak, 21. Kaposvár, 22. Szederkény, 23. Fácánkert, 24. Velence, 25. Tass, 26. Nagytétény, 27. Budatétény, 28. Budapest–Rókushegy, 29. Baj, 30. Győr–Kismegyer, 31. Mohora, 32. Gyöngyös, 33. Miskolc, 34. Kisvárda, 35. Kállósemjén, 36. Kompolt, 37. Kenderes, 38. Mikepércs, 39. Kecskemét, 40. Tarhos, 41. Hódmezővásárhely, 42. Celldömölk, 43. Kisvaszar, 44. Hegyeshalom, 45. Vasvár, 46. Toponár, 47. Lengyeltóti.

Rajzáson általában a rovar tömeges megjelenését, dolgozatunkban egy adott nemzedék fogásának időszakát értjük valamely helyen, megfigyelési adaton pedig az adott helyen a rovargyűjtés egy éjszakájára vonatkozó eredményét.

A vetési bagolylepke két nemzedékes, sok tápnövényű kártevő. Az első nemzedék általában május elejétől június közepéig, a második július közepétől szeptemberig rajzik; a kultúrnövények közül a zöldségféléket, a kapás- és ipari növényeket, gabonaféléket, kukoricát, pillangósokat és a dísznövényeket egyaránt súlyosan veszélyezteti.

Módszer

A különböző megfigyelőhelyeken eltérő időpontokban mért adatok egymással összehasonlíthatóvá tétele érdekében rajzásonként minden egyes éjszakához kiszámítottuk az ún. relatív fogás (RF) értékeket. A relatív fogás a mintavételi időegység (egy éjszaka) befogott egyedszámának és a nemzedék mintavételi időegységre vonatkoztatott átlagos egyedszámának a hányadosa.

I. TÁBLÁZAT

A relatív fogás (RF) adatok átlagértékei, a megfigyelési adatok száma (n), és a szignifikancia szintek (%) a különböző makroszinoptikus helyzetekben

Este		Hajnalban												
		mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C
mCc	RF	*1,072*	0,705	0,275	1,097	–	1,425	0,599	0,816	0,218	0,973	0,428	0,330	1,669
	n	*205*	48	2	62	–	31	20	216	18	19	12	4	8
	%	–	99,54	61,31	55,92	–	87,10	93,12	97,57	99,98	56,99	95,52	81,97	84,99
AB	RF	0,617	*0,873*	–	0	–	1,010	1,437	0,823	–	0,840	1,081	0,416	–
	n	21	*398*	–	1	–	4	3	67	–	116	42	45	–
	%	82,01	–	–	–	–	67,40	80,59	60,50	–	59,04	84,36	99,83	–
CMc	RF	–	1,238	*0,981*	0,642	–	1,329	0,602	1,202	–	0,627	0,388	0	–
	n	–	51	*136*	10	–	44	29	38	–	9	6	1	–
	%	–	85,17	–	74,86	–	90,24	93,37	79,84	–	74,37	85,12	–	–
mCw	RF	1,034	1,261	–	*1,012*	3,090	1,178	0,931	1,063	0,550	1,895	0,134	0,038	0,893
	n	325	21	–	*250*	4	64	86	254	1	2	8	58	39
	%	56,68	78,27	–	–	97,09	79,14	66,87	65,12	–	82,76	99,58	100	66,95
Ae	RF	1,683	0,697	–	0,982	*0,965*	0,855	1,140	0,980	0,419	1,731	3,000	1,161	0
	n	16	25	–	163	*369*	82	24	219	22	49	1	51	1
	%	95,89	82,93	–	55,89	–	74,22	74,21	55,48	98,72	99,84	–	82,65	–
CMw	RF	1,492	–	0,797	1,405	0,925	*0,898*	–	0,277	–	0,757	1,017	1,040	1,001
	n	32	–	142	4	13	*110*	–	39	–	46	6	26	67
	%	97,05	–	74,84	79,79	57,30	–	–	99,99	–	73,77	65,24	70,50	69,53
zC	RF	0,857	1,907	–	0,874	–	1,287	*0,619*	0,741	0,822	1,504	–	1,109	0,427
	n	45	12	–	30	–	41	*217*	99	39	5	–	17	21
	%	93,17	99,93	–	91,24	–	99,95	–	85,89	89,12	95,13	–	96,64	83,43
Aw	RF	0,882	0,895	0,458	1,314	1,066	1,302	1,030	*0,935*	0,724	1,404	0,831	1,048	–
	n	52	59	12	129	60	36	103	*849*	77	194	19	502	–
	%	58,82	56,76	91,03	99,63	77,52	93,34	75,79	–	92,06	99,99	59,27	90,02	–
As	RF	0,210	0,327	–	1,286	1,196	1,743	4,450	0,579	*1,077*	–	–	0,455	–
	n	3	26	–	55	16	3	1	43	*71*	–	–	45	–
	%	82,33	99,93	–	75,89	63,63	79,45	–	98,40	–	–	–	99,86	–
An	RF	0,596	1,223	–	1,289	0,923	1,021	–	1,855	–	0,986	0,795	1,088	2,025
	n	19	14	–	162	179	12	–	139	–	*851*	37	79	2
	%	89,80	75,50	–	98,92	70,42	58,76	–	99,99	–	–	78,54	73,96	84,78
AF	RF	0	0,369	0,697	0,320	0,424	0	–	0,893	–	1,030	*1,284*	–	1,770
	n	1	8	9	1	23	2	–	4	–	83	*255*	–	1
	%	–	95,85	81,13	–	99,84	–	–	55,56	–	87,92	–	–	–
A	RF	0,145	0,828	–	1,252	1,135	1,021	0,809	0,865	1,126	1,010	1,950	*0,999*	–
	n	2	36	–	116	332	26	25	126	32	60	1	*457*	–
	%	70,34	74,67	–	94,42	89,59	56,43	72,55	83,31	70,52	54,23	–	–	–
C	RF	0,498	0,987	1,235	1,173	–	0,353	1,018	0,798	–	0,579	–	–	*1,695*
	n	35	6	32	16	–	24	4	10	–	9	–	–	*19*
	%	99,90	71,32	78,64	76,18	–	99,97	62,29	87,55	–	93,77	–	–	–

A makroszinoptikus helyzetek egy teljes naptári napot jellemeznek annak megfelelően, hogy melyiknek a hatása érvényesül a kérdéses napon a leghosszabb ideig és az ország legnagyobb részén. Nem ismerjük azonban a változások tényleges idejét és azt sem, hogy a rovarok az éjszaka mely időszakában kerültek a csapdába. Annak érdekében, hogy az egyes makroszinoptikus helyzetekhez a jellemző fénycsapdázási adatokat hozzárendelhessük, első lépésben összegeztük, majd átlagoltuk azon éjszakáknak az összes megfigyelőhelyről származó RF értékeit, amikor az este és hajnal naptári dátumához azonos makroszinoptikus helyzet tartozott. Így a 13 makroszinoptikus helyzettípus mindegyikére megkaptuk az RF átlagértékét és a különböző helyzetek között minden relációban *F* próbával kiszámítottuk a szignifikancia szinteket is. Ilyen módon választ kaptunk arra, hogy mely változatlan makroszinoptikus helyzetekhez tartozik szignifikánsan magasabb vagy alacsonyabb csapdázási eredmény. A továbbiakban azt is megvizsgáltuk, hogy a változatlan időjárási állapothoz képest milyen lesz a fogás eredménye akkor, ha az este megfigyelhető makroszinoptikus helyzetet hajnalra másik helyzet váltja fel. Összegeztük és átlagoltuk a relatív fogás értékeket valamennyi előforduló kombinációban. A szignifikancia szinteket a változatlan makroszinoptikus helyzetekhez viszonyítva számítottuk ki.

Az eredmények értékelése

Az *I. táblázat*ban mind a 13 makroszinoptikus helyzettípusra megadtuk az RF átlagértékeit, a megfigyelési adatok számát, valamint a változatlan makroszinoptikus helyzetekhez viszonyított szignifikancia szinteket is. A *II. táblázat*ban az este és hajnalban azonos makroszinoptikus helyzetekre adtuk meg az átlagos relatív fogás egymáshoz viszonyított szignifikancia szintjeit.

II. TÁBLÁZAT

A különböző, de este és hajnalban azonos makroszinoptikus helyzetekhez tartozó átlagos RF-ek szignifikancia szintjei (%)

Este	Hajnalban												
	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C
mCc	–	95,72	71,00	66,84	80,74	84,84	99,99	89,97	52,18	78,51	91,10	73,01	93,26
AB	–	–	80,53	90,53	83,75	58,49	99,75	75,62	88,82	91,49	99,97	91,69	98,80
CMc	–	–	–	57,61	55,46	68,39	99,87	65,52	68,13	50,26	95,95	54,14	95,85
mCw	–	–	–	–	66,25	76,14	99,99	78,86	64,11	60,93	97,02	55,22	95,57
Ae	–	–	–	–	–	66,90	99,98	64,41	74,01	59,13	99,38	63,41	97,11
CMw	–	–	–	–	–	–	98,90	59,65	80,48	72,77	98,35	74,79	97,60
zC	–	–	–	–	–	–	–	99,99	99,86	99,99	99,99	99,99	99,97
Aw	–	–	–	–	–	–	–	–	80,75	74,99	99,94	77,89	97,98
As	–	–	–	–	–	–	–	–	–	71,16	80,77	67,84	90,84
An	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99,65	56,15	96,87
AF	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	98,94	82,47
A	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	96,33

A táblázatok adataiból látható, hogy a 13 időjárási helyzettípusból mindössze 4 helyzetben mutatkozott egymástól szignifikánsan eltérő eredmény. Az RF legalacsonyabb értéke a zC (zonális ciklon) és AB (anticiklon a Brit-szigetek térségében) helyzetekhez tartozik, míg a legmagasabb a C (ciklonális) és AF (anticiklon Fennoskandinávia térségében) helyzetekben figyelhető meg, ha este és hajnalban az időjárási helyzet változatlan.

Az RF alacsony értékei minden esetben olyan időjárási helyzetre utalnak, amelyben csökken a rovar repülési aktivitása, Mind a zC, mind az AB helyzetben

tapasztalt alacsony érték megmagyarázható eddigi ismereteink alapján. *Járfás* (1979) is kimutatta, hogy a vetési bagolylepke gyűjtése szempontjából kedvezőtlen a hideg éjszaka és az erős szél. Nem értelmezhetők ilyen egyszerűen a magas értékek. Az erős repülési aktivitás ugyanis magyarázható a rovar számára kedvező időjárási helyzettel, de éppen úgy kedvezőtlennel is. A jelentős környezeti változások ugyanis a rovarok szervezetében élettani módosulásokat okozhatnak, amelyek az élettevékenység felgyorsulásával járnak, Ez megnyilvánulhat pl. a peterakás és a fényrerepülés intenzitásának növekedésében is. Az élettevékenység felgyorsulása feltétlen reflex, amely a faj fennmaradását célozza. Az imágó élete többnyire rövid, minden olyan hatás tehát, amely akadályozza funkciói normális végzésében, fokozott tevékenységre ösztönzi, hiszen funkciói elmaradása a faj egészét is veszélyezteti. Fentiek értelmében tehát mai ismereteink alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy a magas értékek milyen időjárási helyzettel függnek össze.

Az AF helyzetben pl, az éjszakák időjárása kedvező lehet a repülés szempontjából, a C esetben pedig a magas légköri elektromosság miatt lehet nagy a fogás. Korábbi tanulmányunkban (*Tóth* és *Nowinszky*, 1986) már kimutattuk, hogy ha a légköri elektromosság értéke magas, a vizsgált faj egyedei intenzívebben repülnek a fényre.

Az eddig nem említett makroszinoptikus helyzetekhez tartozó RF értékek egymástól nem különböznek szignifikánsan.

Nehezebb megítélni az esti és hajnali időszakban eltérő makroszinoptikus helyzetek értékeiben tapasztalt eltéréseket, hiszen mind a változás, mind a fogás ideje ismeretlen. Az I. táblázatból ennek ellenére megállapítható néhány figyelemre méltó tény. Feltűnő, hogy amennyiben az esti zC helyzetet bármilyen más helyzet – a C helyzetet kivéve – követ hajnalban, szignifikánsan emelkedik a fogás, ami természetes is, ha a zonális ciklonális időjárási helyzetet jellemző tényezőket ismerjük: szeles, csapadékos időjárással jár. Ha azonban az esti AF és C helyzeteket hajnalban bármely más helyzet váltja fel, az RF értékek minden esetben csökkennek. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ezekben az esetekben – valószínűleg a kevés megfigyelési adat miatt – több relációban nem szignifikáns az eltérés.

Eredményeink alapján szükségesnek tartjuk a rovarok életjelenségeinek és az időjárási elemek komplex hatását kifejező további olyan összefüggések és törvényszerűségek feltárását, amelyekre az ilyen jellegű kutatások kezdetét jelentő jelenlegi munkánk még nem adhatott lehetőséget.

Alkalmazott módszerünk közelítés a rovarok életjelenségeinek az időjárás függvényében történő komplex vizsgálatához mindazokban az esetekben, amikor az egyes időjárási elemek mérése a rovarcsapda közeli környezetében bármely okból nehézségekbe ütközik. Megkíséreltük az országos fénycsapda hálózat tudományos értékű gyűjtési adatait is felhasználhatóvá tenni az időjárási helyzetekkel, éghajlati adottságokkal kapcsolatos kutatások céljára.

IRODALOM

Balogh, I. (1962): A pécsi fénycsapda lepkeanyagának ökológiai és faunisztikai vizsgálata. Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve. 397 – 415.

Járfás, J. (1979): Kártevő lepkefajok előrejelzése fénycsapdával. Kandidátusi értekezés. Kecskemét.

Járfás, J., Szabó, E. és *Sohajda, I.* (1974): A vetési badolylepke (Scotia segetum Den. et Schiff.) repülésének vizsgálata speciális fénycsapdarendszerekkel az 1965 – 71. években. *Növényvédelem.* 10. 3. 104 – 109.

Járfás, J., Szabó, E. és *Sohajda, I.* (1975): A gamma bagolylepke (Autographa gamma L.) szignalizációját befolyásoló meteorológiai tényezők értékelése fénycsapdaadatok alapján. *Kertészeti Egyetem Közleményei.* 39. 167 – 175.

Nowinszky, L. és *Tóth, Gy.* (1984): A vetési bagolylepke (Scotia segetum Den. et Schiff.) fénycsapdás fogásának alakulása a Hold horizont feletti tartózkodásának, fényváltozásának és polarizált fényének függvényében. *Kertgazdaság.* 16. 2. 83 – 91.

Péczely, Gy. (1957): Grosswetterlagen in Ungarn (Macrosynoptic types for Hungary) Kleinere Veröff. Zentralanst. Meteorol. Budapest.

Péczely, Gy. (1983): Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa 1881 – 1983. Országos Meteorológiai Szolgálat Kisebb Kiadványai. 53.

Sebestyén, Z. és *Wéber, M.* (1959): A páratartalom szerepe az éjjel repülő Dipterák mennyiségi ingadozásában. Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve. 299 – 302.

Tóth, Gy. és *Nowinszky, L.* (1985): A környezeti megvilágítás hosszú időtartamú változásainak összefüggése a fénycsapdás rovargyűjtéssel. *Növényvédelem.* 21. 10. 433 – 438.

Tóth, Gy. és *Nowinszky, L.* (1986): A fénycsapdás rovargyűjtés eredményessége a légköri elektromosság eltérő értékein. *Növényvédelem.* 22. 4. 161 – 166.

Wéber, M. (1957): A légtömegfajták és a fényre repülő rovarok mennyisége közti összefüggés. Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve. 295 – 301.

Wéber, M. (1959a): 1957-ben fénycsapdával gyűjtött rovarok mennyiségi értékelése a klimatikus viszonyok figyelembevételével. *Állattani Közlemények.* 47. 1 – 2. 165 – 175.

Wéber, M. (1959b): Frontváltozások hatása a fényre repülő rovarokra. Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve. 259 – 275.

Wéber, M. (1959c): Automatikus fénycsapdával gyűjtött rovaranyag felhasználása ökológiai vizsgálatokra, Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve 277 – 289.

Wéber, M. (1960): Biometeorológiai problémák a rovarok körében. Pécsi Pedagógiai Főiskola Évkönyve. 278 – 289.

IRODALOM

ESSENWANGER, O. M.: **Elements of Statistical Analysis** *(A statisztikai analízis elemei)*. General Climatology, World Survey of Climatology, Vol. 1B. Elsevier; Amsterdam, London, New York, Tokyo, 1986. XVII+424 oldal, 13. ábra, 89 táblázat, 820 irodalmi hivatkozás.

A holland Elsevier Kiadó 1969-ben indította *World Survey of Climatology* néven azt a páratlan könyvsorozatot, amely az éghajlattan minél teljesebb áttekintését tűzte ki célul. Szerkesztésében a szakma világszerte ismert, kiváló képviselői vettek részt, mint *H. Flohn, W. Schwerdtfeger, D. F. Rex, H. E. Lanndsberg, P. E. Lydolph, M. I. Budiko, H. P. Pogoszjan, B. L. Dzerdzejevszkij, K. Takahashi, H, Arakava* és sokan mások. Eddig 15 számozott kötet jelent meg a sorozatban, ezek közül az 1A, 1B, a 2. és 3. kötet a klímatológia általános kérdéseivel, a további kötetek az éghajlat regionális leírásával foglalkoznak. A számozás nem jelenti a megjelenés sorrendjét, hiszen az 1986-ban kiadott 1B kötet a legutolsó a sorozatban, a 2. és 8. kötet pedig már 1969-ben megjelent, viszont az 1C kötet még előkészület alatt áll.

A statisztikai analízissel foglalkozó 1B kötet szerzője, *Oskar M. Essenwanger* a danzigi, bécsi, majd würzburgi egyetemeken végezte tanulmányait. 1957-ig a német meteorológiai szolgálatnál volt kutató, majd az USA különböző intézményeiben, illetve egyetemein kapott megbízatásokat. A szerző *F. Baur* nyomdokain járva olyan összefoglaló munka írására vállalkozik, amely a *Linkes Meteorologisches Taschenbuch*-hoz hasonlóan áttekintést nyújt az éghajlati adatok feldolgozásában alkalmazott legfontosabb matematikai-statisztikai módszerekről. A Baur által szerkesztett Taschenbuch első kiadása 1953-ban jelent meg. Azóta a számítástechnika óriási lehetőségeket tárt fel az egyre gyarapodó meteorológiai mérésadatok statisztikai feldolgozása számára. Lehetetlen egyetlen kötetben valamennyi statisztikai elméletet összefoglalni — vallja a szerző, ezért itt csupán néhány ismert és modernebb matematikai eljárás összegyűjtésére és tárgyalására vállalkozik. Fontosnak tartja mindenekelőtt az adatok minőségének ellenőrzését, mert a műszerek rossz kalibrálásából, hiányos mérésekből, hibás mértékegységek használatából eredő hibák megbosszulják magukat a statisztikai feldolgozásokban, és téves következtetésekhez vezetnek. Ezért külön alfejezetben foglalkozik az adatok ellenőrzésével.

Az első fejezet a halmazelmélet leggyakrabban használt szimbolikájának bemutatásával kezdődik. Egyszerű, világos leírást ad ez a rész a valószínűség, a kumulatív eloszlás és az osztályok fogalmairól, a kontingencia táblázatokról és a matematikai-statisztikában használatos más elemi fogalmakról.

A második fejezet a „Gyakorisági eloszlások" címet viseli. Itt megtalálhatjuk a klimatológiában gyakran használt binomiális-, Poisson-, negatív binomiális-, Gauss-féle eloszlások matematikai leírását, valamint példákkal történő illusztrálásukat. Számos olyan eloszlásfüggvényt és eljárást is megismerhet az olvasó, amit a meteorológiai adatok feldolgozásakor ritkábban használnak, mint pl. a cirkuláris normál eloszlást. Ezt akkor alkalmazzák, ha ciklikusan ismétlődő mennyiségeket vizsgálnak, pl. a szélirányok gyakoriságát.

A harmadik fejezet a korreláció- és lineáris regresszió-számítással foglalkozik. Ezek a matematikai eszközök régóta elterjedtek, és általánosan használatosak a meteorológiában, itt azonban e számításoknak sokféle alkalmazása ismerhető meg, pl. álkorreláció, rank-, többszörös, kanonikus-, vektor-korreláció, polinom analízis, görbe illesztés stb.

Természetesen a Fourier- és spektrum-analízis tárgyalása sem maradhat ki egy olyan munkából, amely a matematika meteorológiai alkalmazásáról ad összefoglalót. Ez a témája a negyedik fejezetnek. A Fourier-analízist a meteorológiában elterjedt harmónikus analízis néven is említi a szerző. Ez egyúttal egy ortogonális polinom, amelyet illeszkedő függvényként használnak. A periodogram-analízis, az energiaspektrum, a turbulenciaspektrum, a vörös zajspektrum vizsgálata gyakran nélkülözhetetlen a meteorológiában, nemkülönben a periódusok szignifikancia próbái. Mindezek elméletének részletes leírása megtalálható ebben a részben.

Az éghajlati adatsorok simítása, szűrése, interpolációja és extrapolációja gyakori feladata a meteorológiai kutatásoknak. Az ötödik fejezetet ennek a csaknem önálló tudományágnak szenteli a szerző. Aligha szükséges felsorolni, hogy a meteorológiában e matematikai eljárásoknak milyen sokrétű alkalmazása ismeretes. Ebben a fejezetben 7 gyakorlati példa és 9 táblázat illusztrálja az említett eljárások konkrét alkalmazását.

Az előző fejezetekben bemutatott statisztikai elemzések eszközül szolgálnak egy adathalmaz szerkezetének jellemzésére. Minden ilyen elemzéskor fölmerül azonban az alapvető kérdés, hogy a kapott eredmények mennyire reprezentatívak, vagy milyen mértékben reálisak a statisztikai hipotézisek. A hatodik fejezetben a statisztikai próbák, szignifikancia vizsgálatok elméleteit ismerteti a szerző. Különleges figyelmet érdemel a 3. fejezetben már említett álkorreláció, amely akkor képződik, ha olyan paramétereket használunk, amelyek közül az egyik implicite tartalmazza a másikat, pl. az évszakos átlag a havi átlagot. Itt is számos példa és táblázat segít megérteni a statisztikai próbák használatát. A kontingencia-táblázatok szerkesztését és gyakorlati hasznát is ez a fejezet mutatja be. Ugyancsak ez a fejezet foglalkozik az adatok ellenőrzésének módszereivel. Az adatok hibái számos forrásból eredhetnek: műszerek pontatlansága, hibás leolvasás, rossz adattovábbítás vagy -kezelés. A statisztikai feldolgozásokat ezért meg kell előznie az adatok minőségellenőrzésének. Erre az eljárásra találunk itt módszereket.

A hetedik fejezet tárgya: a meteorológiai elemek karakterisztikái. Sajátságos problémát jelent az átlagos szélirány, valamint a szélirányok szórásának korrekt és egyértelmű meghatározása. A felhőzet gyakorisága többnyire U eloszlást mutat, ez különbözik mindazoktól az eloszlás-típusoktól, amelyek a 2. fejezetben szerepelnek, ezért szükséges egy új, közelítő formula előállítása. A csapadék gyakorisági eloszlása exponenciális csökkenést mutat a nagyobb értékek felé, leírása negatív binomiális eloszlással, vagy logaritmikus transzformációval kísérelhető meg. A száraz vagy nedves időszakok tartamgyakoriságának, a cseppnagyság gyakorisági eloszlásának matematikai modellezése további feladatot jelent.

Az éghajlati adatok statisztikai elemzése olyan sokoldalú, és olyan sok különböző módszerrel végezhető el, hogy e kötet szerzője a 8. fejezetben bőséges szakirodalmat kínál azok számára, akik alaposabban el akarnak mélyülni egy-egy matematikai elmélet tanulmányozásában.

Koppány György

WMO Global Ozone Research and Monitoring Project NO. 16. **Atmospheric Ozone 1985.** Assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change. Co-sponsored by NASA – FAA – NOAA – UNEP – WMO – CEC – BMFT. (*Légköri ózon 1985.* A jelenlegi eloszlására és változására vonatkozó ismereteink felmérése. Készült a NASA – FAA – NOAA – UNEP – WMO – CEC – BMFT támogatásával.) 3 kötet, 1095 oldal + 86 oldal irodalmi hivatkozás, 497 ábra.

A támogató szervezetek felkérésére 11 ország 150 kutatójának közreműködésével készült a terjedelmes mű, amely globális és részletes áttekintést ad a címadó témában 1985-ig elért eredményekről. A téma nagyon szerteágazó, a mű 14, önmagában is hatalmas kutatási területet ölel fel a bevezető és összefoglaló jellegű 1. fejezetét követő további 14 fejezetében. Ezek: a sztratoszféra kémiája – a troposzféra nyomgázai – O_x és HO_x a troposzférában – a sztratoszféra és troposzféra közötti kicserélődés – dinamikus folyamatok – sugárzási folyamatok – az O_x, a HO_x, az NO_x és a halogénvegyületek (külön-külön fejezetek) mérései és ezek interpretálása – légköri modellek – az ózonváltozások előrejelzése modellszámítások segítségével – ózon- és hőmérsékleti trendek – a nyomgázok hatása az éghajlatra c. tématerületek. A szerkesztők nagyon gondos előkészítőmunkával érték el azt, hogy a témakörök átfedés nélküli, egységes egészet alkossanak. Az előkészítés 1984 novemberében kezdődött el, amikor a felsorolt tématerületek nemzetközi élvonalba tartozó szaktekintélyeit felkérték az egyes fejezetek megírásának irányítására, 1985 májusig 30 kisebb munkaértekezletet tartottak, amelyek a kéziratok készítésével és összehangolásával foglalkoztak, végül 1985 júliusában Svájcban tartott közös munkaértekezlet végezte el a kéziratok kritikai felülvizsgálatát. Ezt követően a mű végső, ellenőrzött formájában 1985 decemberében került nyomdába.

A légköri ózon kutatásában az utóbbi években elért eredményekről akkor alkothatunk leghűbb képet, ha a mű tartalmát a WMO „Globális ózonkutatási és megfigyelési terve" 11. sz. beszámolójával hasonlítjuk össze. Ez a kötet a *The Stratosphere 1981* címet viseli, 502 oldal terjedelmű és 66 oldalnyi szakirodalmi hivatkozást foglal magában. Három fő fejezete (1. a nyomgázok, 2. az ózon, a hőmérséklet és a légközi átvitel együttese, 3. előrejelzési modellek és trendanalízisek) már akkor is nagyon sok alfejezetre tagolódó komplex témakört képviselt. Mégis 1981-ben a kutatások

még elsősorban csak a sztratoszférabeli ózonra irányultak, mégha a beszámolóban 23+3 oldal terjedelemben már helyet kaptak az ózonkémiában szerepet játszó troposzférabeli nyomgázokra és a sztratoszféra-troposzféra közötti kicserélődésre vonatkozó ismeretek is. 1985-ben viszont a kutatások már közelednek a bonyolult természeti jelenségek megismeréséhez vezető egyedül helyes úthoz: a részjelenségeknek a jelentőségüknek megfelelő arányban és több módszerrel (pl. laboratóriumi és különböző technikájú in situ mérésekkel és elméleti kutatások útján) történő vizsgálatához és ezek különböző módszerekkel (többdimenziós és sokszempontú modellszámításokkal vagy az eredmények legvalószínűbbjeinek összegzése útján) történő szintéziséhez. A terjedelmi fejlődés és az arányok javulása nem jelenti azt, hogy az 1981-es összefoglalás nem tartalmazna még ma is nagyon értékes ismereteket, sőt az előbbi tartalmazza az elévülhetetlennek látszó alapismereteket, míg az utóbbi inkább az 1981 óta elért eredmények ismertetését helyezi előtérbe. Mivel egy könyvismertetés keretében lehetetlen a 14 komplex résztéma eredményeinek még a legrövidebb összefoglalása is (ezt a mű 1. fejezete is mindössze 26 oldal terjedelemben képes csak teljesíteni), helyesebb a két beszámoló eltérő jellegének — azaz az 1981—85 közötti fejlődésnek — néhány példa segítségével történő szemléltetése.

Az 1981. évi beszámoló pl. a HO_x kémia területén az O_3 kémiában jelentős 4 katalitikus ciklus 9 reakcióját, az NO_x kémia területén 2 ciklus 5 reakcióját, a ClO_x kémiában 3 ciklus 11 reakcióját tárgyalja, továbbá 154 másodrendű reakció+ 23 három-test reakció arányállandóit közli, az 1985-ös kiadás viszont 273+31 reakcióból álló reakció-kinetikai adatbázist nyújt, és a szövegben főként az időközben felismert változásokra, illetve finomabb részletekre irányítja a figyelmet, mint pl. az $OH+HNO_3$ reakció új, a régitől nagyon eltérő hőmérsékletfüggésére, az ion-kémia, a Na-kémia és a heterogénfreakciók szerepére és az azokra vonatkozó jelenlegi ismeretekre, a szokatlan (komplex) hőmérséklet- és nyomásfüggést mutató reakciókra. További példa, hogy az 1985-ös beszámoló a napsugárzás irradianciájának legújabb műholdas mérésein alapuló referenciaértékeken kívül a hullámhossz-tartományokra vonatkozó O_2 és O_3 abszorpciós-, valamint Rayleigh-szórási koefficienseket is közli. Vagy, hogy az 1985-ös beszámoló a méréstechnika magasabb szintjét tükrözi, több mérési módszert — pl. lidar méréseket — ismertet, és több nyomanyagra kiterjedő, részletesebb mérési eredményeket közöl — pl. becslést ad arra vonatkozólag, hogy a HCl vertikális profil jelenlegi mérési technikáival milyen pontosságot lehet elérni, vagy hogy milyen diszkrepanciák vannak a HNO_3 különböző technikájú mérési eredményei között. A magas technikai színvonalat tükrözik az egyes fejezetek címlapját képező és a szövegben elhelyezett gyönyörű kivitelű színes táblák is, pl. a NIMBUS—7 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) mérései alapján készített totál ózon térképek, a LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) H_2O méréseinek északi féltekére vonatkozó poláris sztereografikus térképe, a SAMS) (Stratospheric and Mesospheric Sounder) adatokból leszármaztatott N_2O és CH_4 zonális középértékek földrajzi hosszúság- és magasságfüggését ábrázoló metszerek, valamint egy tropopauzaáttörési eseménynek a relatív légköri visszaszórás értékei segítségével történő szemléltetése stb.

A mű nagy értéke, hogy a legkorszerűbb kézikönyve lehet a légköri ózon témakörének szerteágazó részterületein dolgozó kutatóknak. Hiányosságaként kell viszont megemlíteni azt, hogy a globális szemléletről olyan értelemben lemondott, hogy csupán az ózonváltozások klímahatásainak becslését tűzte ki céljául, és az ózonváltozások miatt várható UV sugárzásváltozásokról a bevezető szavakon kívül alig tesz említést. Legalább egy alfejezetet kellett volna szentelnie az e területen folyó kutatások 1985. évi helyzetének is, hiszen a sugárzási mező módosulása az ózoneloszlás további átrendeződését okozná.

Kovácsné Pataki Márta

SCHÖNWEISE, CH, D. (1985): **Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler** *(Gyakorlati statisztika meteorológusok és földtudományi szakemberek számára)* Gebruder Borntraeger Berlin-Stuttgart, 66. ábra. 62 táblázat, pp 231.

A modern statisztikai módszerek klimatológiai-meteorológiai alkalmazása nagyon fontos, mert a meteorológiai-klimatológiai folyamatok stochasztikus jellegük miatt csak statisztikai módszerekkel magyarázhatók és értelmezhetők. Mivel a statisztika nyelvezetével nemcsak a meteorológiai jelenségek, hanem a földtudományoknak számos jelensége írható le, nem meglepő, hogy a könyv szerzője művét e szélesebb körnek ajánlja.

A 231 oldalas mű 11 fejezetre tagozódik és a matematikai statisztika alapfogalmaiból kiindulva végeredményben minden fontos fogalmat tárgyal. Az első négy fejezetben alapfogalmakról ol-

vashatunk: az egy- és a több-dimenziós mintavétel problémáiról és a nevezetes eloszlás-típusokról, egyenletes, binomiális, Poisson, normál, lognormál, χ^2, Fisher, Weibull eloszlásokról.

Az 5. fejezet a becslési eljárások, a 6. a hibaszámítások módszereivel foglalkozik. A 7. fejezetben Schönwiese — röviden — a pontszerű, az idő- és térbeli reprezentatívitás kérdéseit tárgyalja, míg a 8. fejezetet a hipotézisvizsgálatnak szánta. A 9. fejezet tartalmazza a variancia-analízis leírását, a 10. a korreláció és regresszió kérdéseivel foglalkozik, beleértve a többdimenziós és a nemlineáris korreláció és regressziószámítás problémáit is.

Könyvének tételes részét a szerző az idősorok analízise módszerének az ismertetésével zárja le, végül gazdag irodalmi útmutató, szimbólumlista és -függelék egészíti ki a könyvet.

A mű mind az elméleti, mind a gyakorlati szakemberek számára egyaránt hasznos, de világos példái miatt különösen a mindennapi feladatok megoldásához nyújt nagy segítséget. Olyan könyvről van szó, amely címében a „praktische" szó valós tartalmat takar. Az elméleti fejtegetések megértését és könnyű alkalmazhatóságát a szerző azzal segíti elő, hogy ahol csak lehetséges, numerikus példát mutat be. Hasonló módon a gyakorlati alkalmazhatóságot segíti elő a mindvégig nagyon szemléletes és világos ábrák sora.

A könyv nyelvezete világos és nem német anyanyelvűek számára is könnyen érthető. Végeredményben örülhetünk, hogy a meteorológiai statisztikával foglalkozó művek sora egy újabb „praktikus" munkával gyarapodott.

A mű forgatását a meteorológus egyetemi hallgatók mellett a már gyakorlott szakembereknek is ajánljuk.

Rákóczi Ferenc

CZELNAI RUDOLF és SZEPESI DEZSŐNÉ *(szerk.)*: **Meteorológia.** *Műszaki Értelmező Szótár 56.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 1986. 596 (A/5) oldal. Ára: 175, — Ft

A szerzők fáradságos munkája nyomán egy régi hiányt pótló mű jutott a meteorológusok és a meteorológiával foglalkozók kezébe. A légkör sajátosságaival foglalkozó tudomány területe az elmúlt évtizedekben óriási ütemben növekedett, s ez természetesen szükségessé tette új fogalmak bevezetését és ezek elnevezését. A több mint 40 évvel ezelőtt nem önálló műként megjelent — a csillagászattal összevont — meteorológiai lexikon ma már inkább tudománytöréneti érdekesség, de a mindennapi munkában már alig hasznosítható. A szakemberek eddig az angol, orosz, német stb. szerkesztésű, egy vagy több nyelvű szótárak használatára voltak utalva, melyek természetesen a megfelelő magyar nyelvű nevezéktan problémáit nem oldották meg. A szakszótár értelmező jellegű, röviden definiálja a nevezett fogalmakat, szükség esetén közli a fizikai, matematikai-statisztikai alapösszefüggést is. Az említett szerkezetkialakítás lehetővé teszi a szótár sokoldalú hasznosítását mind a szakemberek, mind a meteorológiát tanulók vagy használók körében.

A meteorológiai értelmező szakszótár 3087 fogalmat sorol fel magyar nyelv szerint alfabetikus rendben, s közli angol, francia, német és orosz nyelvű megnevezésüket is. A szakszótárban a szinonímák is fellelhetők, ami igen nagy segítséget jelent idegen nyelvű szöveg olvasásában, fordításában. A fogalomtár rendkívül széles, mivel nem csak a szűkebb értelemben vett légkörfizikai fogalmak említett módon történő rendszerezésére szorítkozik. Dícsérendő az a törekvés, hogy a közel 600 oldalas szakszógyűjteménybe olyan interdiszciplináris fogalmak is bekerültek, amelyek a meteorológia és egyéb érintkező tudományok határzónáiban használatosak. A szakszótár igen gazdag a matematikai-statisztikai fogalmak magyarázatában, de jól felismerhetők más speciális irányok is, pl. agrometeorológia, mikrometeorológia, környezetvédelem, levegőkémia stb., — bár eltérő arányban.

A fogalomgyűjteményt angol, francia, német és orosz nyelvű szójegyzék-katalógus követi 95 oldal terjedelemben, amely a szakszótár igen értékes része használhatósága szempontjából. A szakszótár különlegessége a Függelék anyaga, amely kifejezetten a szakemberek számára nyújt biztos alapot a tájékozódáshoz. Az időjárási térképeken nemzetközileg használatos jelzések és fogalmuknak pontos értelmezése a szakszótár elterjedt használatát teszi lehetővé. A távirati kódszám, nemzetközi jelzése és a jelenség leírása együttesen a szakszótár értékes kiegészítő fejezetének tekintendő.

Egy értelmező szakszótár összeállítása hosszú időt, rendkívül körültekintő munkát igényel; ezeknek a követelményeknek a mű munkatársai eleget tettek. Elismerést érdemelnek a szótár szerkesztői, mivel egyrészt magukra vállalták egy csaknem előzmény nélküli szakszótár fogalomgyűjteményének elvi kidolgozását, másrészt kielégítették azt a társadalmi igényt, mely ezen a téren felmerült. Elismerés illeti az Akadémiai Kiadó és Nyomda munkatársait, akik az ismertetett munka tetszetős és könnyen kezelhető megjelenésében közreműködtek.

Szász Gábor

TUSNÁDY G. és ZIERMANN M.: **Idősorok analízise.** Műszaki Könyvkiadó. Budapest, 1986. 342 oldal.

A könyv matematikusokból álló szerzőcsoport munkája, korunk korszerű idősor-analízis problémáit tárgyalja. Megjelenése rendkívül időszerű, hiszen az itt bemutatott széles körű ismeretanyag csak nagyszámú, döntően idegennyelvű publikáció útján volt elérhető.

A kötet tíz, lényegében független fejezetből áll. Az első a továbbiak megértéséhez szükséges matematikai alapfogalmakat tekinti át.

A második fejezet az egydimenziós idősorok vizsgálatánál legelterjedtebben használt ún. ARMA modell ismertetése. A szerző bemutatja az ARMA folyamatok konstrukcióját és tulajdonságait, majd – a szükségesnél talán kisebb terjedelemben – vizsgálja a modell idősorhoz történő illesztésének kérdéseit. (Megjegyezzük, hogy e modell meteorológiai alkalmazásai az utóbbi időben jelentősen megszaporodtak.)

A harmadik fejezet a Gauss–Markov-folyamatokat tanulmányozza. Első része a legegyszerűbb ARMA folyamat, az elsőrendű autoregresszív folyamat maximum-likelihood becslését elemzi, majd az időben folytonos esettel foglalkozik. E szakasz gyakorlati szempontból azért hasznos, mert az idősor-vizsgálatok jelentős részében jól alkalmazható az egyszerű Markov-modell is.

A negyedik fejezetben olyan témakörről olvashatunk, amely gyakran nem részesül kellő figyelemben. A folytonos paraméterű folyamatok diszkretizálásának módszerei köréből a sávkorlátos stacionárius folyamatok mintavételi tételei és a Karhunen–Loéve-féle sorfejtés tárgyalása történik.

Az ötödik fejezet a könyv egyik legérdekesebb és legújszerűbb része. A vektor valószínűségi változókra már régóta ismert faktoranalízis eljárásnak a vektor értékű sztochasztikus folyamatokra történő kiterjesztéséről van szó. A módszer elnevezése dinamikus faktoranalízis. Aligha vitatható, hogy az eljárás megismerése meteorológusok számára is nagy haszonnal jár.

A hatodik fejezet a stacionárius folyamatok spektrumának becslését vizsgálja. Bár a folyamatok spektrális felbontása elméleti szempontból nem újkeletű megközelítés, a becsléssel kapcsolatos eredmények viszont a legutóbbi időben is szüntelenül gyarapodnak. Ennek jól rendszerezett összefoglalása található itt.

A hetedik fejezet az ún. Kalman–Bucy-féle szűrési eljárást mutatja be. Ez az utóbbi években gyorsan tért hódító állapotteres leírási mód egyik leghasznosabb eredménye. Értelmezése eléggé általános, ugyanis azt is lehetővé teszi, ha a becsülni kívánt vektorfolyamat komponensei helyett, azoknak csupán zajjal terhelt lineáris kombinációját figyelhetjük meg. A számításigény szempontjából előnyös, hogy rekurzív becslést tesz lehetővé.

A nyolcadik fejezet a vektor értékű ARMA folyamatok értelmezése és az ARMA folyamatok állapotteres kezelése során felvetődő nehézségeket tárgyalja.

A kilencedik fejezet az ARMA folyamatok rekurzív becslését taglalja, továbbá részletesebben ismét foglalkozik a Kalman-szűrővel.

A tizedik fejezet az idősorok analízisének numerikus módszereit mutatja be, és szól a becslési algoritmusok számítástechnikai hátteréről is. A fejezet néhány példa bemutatásával válik teljessé.

A mű mindvégig nagy matematikai igényességgel íródott, így az első, alapozó jellegű fejezet elolvasása ellenére számottevő előképzettség szükséges áttanulmányozásához. Ugyanakkor az absztrakt tárgyalási mód nem szorítja ki a gyakorlati szempontokat sem, számos példa segíti a közölt ismeretek megértését és hasznosítását. Az egyes témák iránt mélyebben érdeklődők számára gazdag irodalmi hivatkozás könnyíti meg a további tájékozódást.

A könyv időszerű volta meteorológiai szempontból is jelentős, mivel a meteorológia különböző területein gyakori feladat idősorok statisztikai szerkezetének kutatása. Azzal ajánlhatjuk a könyvet tanulmányozásra, hogy az olvasó igen korszerű matematikai ismeretek birtokába jut.

Matyasovszky István

KRÓNIKA

A SZÉN-DIOXID ÉS MÁS NYOMGÁZOK HATÁSA AZ ÉGHAJLATRA, ÉS AZ EZZEL ÖSSZEFÜGGŐ KÖVETKEZMÉNYEK

Huszonkilenc fejlett és fejlődő ország tudósainak részvételével 1985. október 9. és 15. között UNEP/WMO/ICSU közös konferenciára került sor Villachban (Ausztria) a növekvő szén-dioxid, továbbá más, sugárzásilag aktív légköri összetevők (együttesen üvegház-gázok és aeroszolok) éghajlatmódosító szerepének és a változás következményeinek áttekintése céljából. Ezek a járulékos üvegház-gázok fokozzák és gyorsítják a CO_2 által önmagában okozott hatást. Az üvegház-gázok koncentrációjának növekedése miatt vélhetően a jövő század első felében a globális átlaghőmérséklet magasabbra emelkedhet, mint az az emberi történelem során valaha előfordult.

A konferencia az alábbi következtetésekre jutott: 1. Számos fontos gazdasági és társadalmi döntés, vízkészlet-gazdálkodási tevékenység, ezen belül az öntözés és a vízi-erőművek létesítése, továbbá aszály-kompenzálás, mezőgazdasági földhasználat, épülettervezés, partvédelmi elképzelések, energiatervezés — napjainkban olyan hosszútávú tervek alapján születik, amelyek azon a feltételezésen alapulnak, hogy a múlt éghajlati adatai változtatás nélkül irányadók a jövőre nézve is. Ez azonban a jövőben már nem jó közelítés, minthogy az üvegház-gázok koncentrációjának növekedése várhatóan szignifikáns globális felmelegedést okoz a következő évszázadban. E döntések javítása érdekében sürgős feladat a jövőbeni éghajlati feltételek becslésének finomítása.

2. Az üvegház-gázok okozta klímaváltozás és a tengerszint emelkedése szorosan összefügg olyan fő környezeti problémákkal, mint a savas ülepedés és a földi ózonpajzs fenyegetettsége a légkör összetételének döntően az emberi tevékenységből eredő megváltozásának a következményeiként. A savas ülepedés csökkentése érdekében a szén- és olajfelhasználás mérséklése, valamint az energiatakarékosság lassítja az üvegház-gázok kibocsátását is, míg a klór-fluor-karbonok felszabadulásának korlátozása segít megóvni az ózonréteget, és egyúttal lassítja a klímaváltozás ütemét.

3. Noha a múltbeli tevékenység miatt az éghajlat bizonyos mértékű melegedése ma már elkerülhetetlennek tűnik, a további melegedés ütemét és mértékét a kormányoknak az energiatakarékosságra, a fosszilis tüzelőanyagok felhasználására és bizonyos üvegház-gázok kibocsátására vonatkozó politikája nagymértékben befolyásolhatja.

Ezek a következtetések az alapvető tudományos ismeretek mai szintjének alábbi konszenzusán alapulnak: — Néhány légköri nyomgáz, nevezetesen a szén-dioxid (CO_2), a dinitrogén-oxid (N_2O), a metán (CH_4), az ózon (O_3) és a klór-fluor-karbonok mennyisége a troposzférában növekszik. E gázok a beérkező rövidhullámú napsugárzással szemben lényegében átlátszók, ugyanakkor elnyelnek és maguk is kibocsátanak hosszúhullámú sugárzást, s ezáltal befolyásolják a Föld éghajlatát.

— A szén-dioxidtól különböző további üvegház-gázok szerepe a klímaváltozásban körülbelül ugyanolyan fontos, mint magáé a szén-dioxidé. Ha a jelenlegi trendek folytatódnak, a CO_2 és más nyomgázok koncentrációjának együttes hatása sugárzási szempontból már a 2030-as években megfelelhet az ipari kor előtti CO_2 szint megkétszereződésének.

— Az éghajlati rendszer általános cirkulációs modelljeivel végzett leggondosabb kísérletek a szén-dioxid koncentráció megkétszereződésére, vagy egy ezzel egyenértékű változásra a globális egyensúlyi átlaghőmérséklet a felszín közelében 1,5 – 4,5 °C mértékű melegedéssel válaszol. Az éghajlati rendszer bonyolultsága és a modelleknek különösen az óceán-légkör kölcsönhatások és a felhők vonatkozásában fennálló tökéletlensége miatt az e tartományon kívül eső értékek sem zárhatók ki. E változások tényleges érvényre jutását az óceánok tehetetlensége lassítja; a késleltetés az üvegház-gázok megkétszereződésének megfelelő egyensúly hőmérsékletek elérésében valószínűleg több évtized nagyságrendű.

— Noha az éghajlatot más tényezők is befolyásolhatják (így az aeroszolok koncentrációja, a

Nap energia-kibocsátása és a vegetáció változásai), a jövő század klímaváltozásainak fő tényezői valószínűleg az üvegház-gázok lesznek.

– Az éghajlat regionális változásait eddig még nem sikerült megbízhatóan modellezni. A globális átlagoktól való regionális eltérések azonban azt mutatják, hogy a felmelegedés késő ősszel és télen a magas földrajzi szélességeken nagyobb, mint a trópusokon, az átlagos évi lefolyás növekedhet a magas szélességeken, az Északi félgömb mérsékelt övi kontinensein pedig gyakoribbá válhat a szárazság. A trópusi övben a hőmérséklet-növekedés feltehetően kisebb, mint az átlagos globális hőmérséklet-emelkedés, de az ökoszisztémákat és az embereket érő hatás ott is messzemenő következményekkel járhat. A potenciális evapotranspiráció a trópusokon valószínűleg mindenütt növekszik, míg a nedves trópusi régiókban fokozódhat a konvektív csapadék.

– Az e század kezdete óta megfigyelt változások alapján az 1,5 – 4,5 °C mértékű globális felmelegedés a tengerszint 20 – 140 cm-es emelkedését okozhatja. Az e tartomány felső részébe eső mértékű tengerszint-emelkedésnek fontos direkt következményei lehetnek a tengerparti térségekben és a folyó-torkolatoknál. A tengerszint ennél lényegesen nagyobb emelkedéséhez vezető szignifikáns olvadás a Nyugat-Anktartiszi jéghátságban a jövő században még nem valószínű, de egy későbbi időpontban bekövetkezhet.

– A globális átlaghőmérsékletnek az elmúlt száz évre jellemző, a megfigyelések analízise szerint 0,3 – 0,7 °C közötti emelkedése konzisztens a szén-dioxidnak és más nyomgázoknak tulajdonítható, számított változással, de tudományos szigorúsággal nem tekinthető e tényezők egyedüli következményének.

– A múltbeli klímaváltozások következményeinek tanúsága szerint aligha kétséges, hogy a légköri CO_2 megkétszereződése modellekkel számított következményeinek megfelelő nagyságrendű jövőbeni klímaváltozás lényeges hatással lehet a globális ökoszisztémákra, a mezőgazdaságra, a vízkészletekre és a tengeri jégre.

Ajánlott tennivalók:

1. A kormányok és a kormányközi szervezetek politikájukban vegyék figyelembe e becslés eredményeit a szociális és gazdasági fejlődés, a környezeti programok és a sugárzásilag aktív gázok kibocsátásának ellenőrzése terén.

2. A nemzetközi szervezetek és a kormányok fokozzák erőfeszítéseiket az üvegház-gázokkal, a klímaváltozással és a tenger szintjével kapcsolatos eredmények közérthető ismertetésére, ide értve e konferencia dokumentumainak széles körű terjesztését is.

3. Számottevő bizonytalanság mutatkozik a csapadék és a hőmérséklet globális és regionális eloszlásában. Az ökoszisztémák reakciója szintén nem ismert tökéletesen. Ennek ellenére az üvegház-probléma megértése eléggé fejlett ahhoz, hogy a tudósok és a politikai döntéshozók aktív együttműködésbe kezdjenek az alternatív politikák és az ellensúlyozás hatékonyságának felmérése terén. Erőfeszítéseket kell tenni az ezen együttműködés szükséges módszereinek megtalálására.

a) A kormányok és a finanszírozó intézmények növeljék a kutatási támogatást, és koncentrálják erőiket az üvegház-gázokkal és a klímaváltozással kapcsolatos legfontosabb megoldatlan problémákra. Prioritást kell adni az olyan nemzeti és nemzetközi tudományos kezdeményezéseknek, mint amilyenek (1) az Éghajlatkutatási Világprogram (WMO – ICSU), (2) a jelenlegi és tervezett erőfeszítések a bio-geokémiai körforgás és a troposzférikus kémia terén az ICSU által javasolt Globális Változások Program keretében, (3) a nemzeti éghajlatkutatási programok. Különös hangsúlyt érdemel az óceán, a felhőzet-sugárzás kölcsönhatás és a szárazföldi felszíni folyamatok tökéletesített modellezése.

b) Növelni kell a kormányok és a finanszírozó intézmények által a lehetséges politikai irányok és gazdasági opciók elemzésére szánt támogatást. E becslésekben fel kell ismerni, elemezni és értékelni kell a klímaváltozás megelőzésével, illetve az alkalmazkodással összefüggő szociális változások lehetséges legszélesebb tartományát. E becsléseket a rendelkezésre álló módszerekkel azonnal meg kell kezdeni. Ezen elemzések egy része regionális szinten teremtsen kapcsolatot a gazdasági döntéshozás és a rendelkezésre álló ismeretek között, valamint jellemezze a klímaváltozással szembeni regionális érzékenységet és alkalmazkodó képességet. Minta-régiók lehetnek az Amazonas-medence, az Indiai-szubkontinens, Európa, az Északi sarkvidék, a Zambezi-medence és az észak-amerikai Nagy-tavak.

4. A kormányok és finanszírozó intézmények kiemelten támogassák:

a) (1) a szén-dioxidon kívüli sugárzásilag aktív légköri összetevőknek, beleértve az aeroszoloknak, (2) a Nap sugárzásának, (3) a tenger szintjének hosszú távú megfigyelését és interpretálását a legfejlettebb modellek segítségével.

b) Az éghajlat és a környezet múltjának tanulmányozását és interpretálásait, különös tekintettel a légkör, az óceánok és az ökoszisztémák közötti kölcsönhatásokra.

c) A légkör összetételének, a változó éghajlatnak és az éghajlati szélsőségeknek a szubtrópusi ökoszisztémákra, a boreális erdőkre és a vízrendszerekre gyakorolt hatásáról szóló tanulmányokat.

d) A globális mezőgazdasági készletek érzékenységének vizsgálatait: (1) a légköri szén-dioxid és más üvegház-gázok direkt hatásaival, (2) a klímaváltozások hatásával és (3) ezek valószínű kombinációjával összefüggésben.

e) A tengerszint emelkedéséhez kapcsolódó szociális és gazdasági következmények felmérését. Végül (1) a szignifikáns felmelegedéssel járó különféle kockázatok hatása alatt álló politikai döntéshozatali mechanizmusok elemzését.

5. A UNEP, a WMO és az ICSU az üvegházgázokkal kapcsolatban alakítson kislétszámú külön csoportot, vagy hozzon más intézkedéseket, hogy az

a) segítse a megfelelő szervezeteket és testületeket a fenti ajánlások feldolgozásában,

b) biztosítsa, hogy sor kerüljön a tudományos megértés és a gyakorlati vonatkozások időszakonkénti áttekintésére,

c) elégítse ki a nemzeti és nemzetközi szinten megjelenő igényeket a további mechanizmusokkal és tennivalókkal kapcsolatos tanácsok iránt,

d) támogassa a fejlődő országokban az energia-hatékonysággal és takarékossággal kapcsolatos kutatásokat, valamint

e) szükség esetén kezdeményezze globális megállapodás kidolgozását.

Mészáros E.

(Megjelent a WCP News Letter 1986. évi 8. számában.)

*

CZELNAI RUDOLF A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA RENDES TAGJA

*Czelnai Rudolf*ot a Meteorológiai Világszervezet főtitkárhelyettesét, az Országos Meteorológiai Szolgálat volt elnökét, folyóiratunk Szerkesztő Bizottságának tagját a Magyar Tudományos Akadémia idei közgyűlésén, 1987. május 8-án az akadémia rendes tagjává választották. Az Időjárás Szerkesztő Bizottsága nevében Czelnai Rudolfnak szívből gratulálunk és felelősségteljes munkájához jó egészséget és további sikereket kívánunk.

Az alábbiakban közöljük azt az ajánlást, amelynek alapján Czelnai Rudolfot megválasztották.

*

Czelnai Rudolf meteorológus az elmúlt tíz évben, az MTA levelező tagjává választása óta kiemelkedő tudományos és tudományszervezési tevékenységet fejtett ki.

Szakirodalmi munkásságából két mű emelhető ki. Az első a „*Bevezetés a meteorológiába*" c. háromkötetes könyv megírása, a másik a „*Meteorológia*" c. értelmező szótár szerkesztése. Túlzás nélkül állítható, hogy a „Bevezetés a meteorológiába" nemcsak a magyar, hanem a nemzetközi irodalomban is egyedülálló. Korszerű, rövid, de ugyanakkor érthető formában, nagyszerű stílusban összefoglalja mindazt, amit a légkörről tudnunk kell, amit a meteorológia tudománya eddig elért, illetve a jövőben feladatként maga elé tűzött. A mű külön érdeme, hogy nem csak a meteorológia elméleti eredményeiről, hanem azokról az eszközökről is áttekintést kaphat az olvasó, amelyekkel ezeket az eredményeket elérték. A háromkötetes könyv nem csak a már dolgozó szakemberek, hanem a meteorológus hallgatók körében is igen népszerű, a jelenlegi meteorológusképzés egyik alappillére.

A „Meteorológia" c. értelmező szótár hazai vonatkozásban szintén hézagpótló, úttörő jelentőségű munka. Czelnai aki a szótár szerkesztésében is részt vett, számos címszó megírásával gazdagította a kötet anyagát.

Czelnai Rudolf kiemelkedő tudományszervezési tevékenysége két részre osztható. 1981-ig, mint az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke a szolgálat operatív és tudományos munkájának korszerűsítésében, a szolgálat jelenlegi életének kialakításában meghatározó szerepet játszott. Különösen jelentősek a meteorológia gazdasági hatékonyságának elősegítése céljából végzett erőfeszítései és az ezt megalapozó kutatásai. Tudományos és szervezőtevékenységének köszönhető, hogy a meteorológia részt vállalt a megújuló erőforrások felhasználási lehetőségeinek kimunkálásában. Tevékenységéért az Elnöki Tanács 1981-ben a Munka Érdemrend arany fokozatával tüntette ki.

Czelnai tudományszervezési munkájának másik ága a világméretű meteorológiai kutatások szervezéséhez kapcsolódik. Mint a Meteorológiai Világszervezet főtitkárhelyettese, vezető szerepet játszott a Világszervezet 2000-ig szóló tudományos és technikai programjának kidolgozásában, különös tekintettel a megfigyelési és éghajlati világprogramra, a meteorológiai előrejelzések javítására és a hidrológiai erőforrások feltárására irányuló kutatásokra. Különös említést érdemel az oktatási ügyek és környezetvédelmi kutatások terén a Világszervezetben kifejtett tevékenysége, amelyekhez Czelnai előkészítő munkájának köszönhetően, Magyarország is aktívan csatlakozott. Számos országban tartott tudományos előadásokat, nem csak a Meteorológiai Világszervezet, hanem más nemzetközi szervezetek (pl. IIASA, Laxenburg) felkérésére is. A világméretű meteorológiai kutatások szervezésében, a nemzetközi tudományos együttműködés kiépítésében végzett munkájáért a párizsi „Académie Européenne des Sciences, des Arts et des Lettres" levelező tagjává választotta.

Béll B. és *Mészáros E.*

AZ IDŐJÁRÁS KÖZÉPTÁVÚ ELŐREJELZÉSÉNEK EURÓPAI KÖZPONTJA READINGBEN

Ismeretes, hogy az ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) normálisan 1975. november 1-jén került megalapításra, azonban az alapító „Egyezmény" érvénybe lépését hosszú és alapos előkészítő munka előzte meg, amelynek megindítása 1967-re datálható, amikor a Közös Piac vezető testülete, (European Council of Ministers) ajánlást fogadott el a tudományos és technológiai együttműködésről. Ezen ajánlás egyik pontja volt a középtávú meteorológiai előrejelzések fejlesztésében történő együttműködés. Az együttműködés részleteinek kidolgozására létrehozott meteorológiai szakértői csoport 1969-ben tett javaslatot egy közös meteorológiai számítástechnikai és kutatási központ létrehozására. 1971-ben készült el a „European Meteorological Computing Centre" című jelentés, amely már részletes költségvetési és beruházási adatokat tartalmazott. Magát az „Egyezményt" 1973-ban írták alá és az 1975-ben lépett érvénybe. 1979-re befejeződött a Reading melletti Shinfield Parkban a központ épületének (alapterülete valamivel több, mint 6000 m^2) felépítése és az első számítógépes rendszer, (CRAY 1–A mainframe, CYBER front end, RC telecommunication) *installálása*. Ugyanebben az évben megindult az N48 jelű operatív (véges differencia sémát alkalmazó, 1,875 fok felbontású) globális modell alkalmazása 5 napos érvényességi idejű előrejelzések készítésére, amelyet 1980-ban 10 napra terjesztettek ki. 1983-ban modellcsere történt, az N48 modellt felváltotta a 16 szintes T63 jelű spektrális modell. Ugyanebben az évben egy CRAY X–MP/22-es típusú számítógépet is *installáltak*. 1984-ben IBM gépi bázisú adatarchiváló és visszakereső rendszert alakítottak ki. 1985-ben újabb gépcsere történt: egy CRAY X–MP/48 típusú gépet és egy DEC (VAX) telekommunikációs rendszert installáltak. Ugyanebben az évben a spektrális modellben a csonkítási hullámszámot 106-ra növelték, amely a rácspontos modellekre vonatkoztatva közelítőleg 100 km térbeli felbontásnak felel meg. Hasonló gyors fejlődésen ment keresztül a modell futtatásához szükséges adatokat biztosító adatasszimilációs rendszer is.

Feladatainak ellátásához az ECMWF-nek megfelelő számítógépek és szoftverek vannak birtokában. Jelenleg a központ gépparkja (természetesen hálózatba szervezve) az alábbi gépekből áll: 1 db CRAY X–MP/48 (mainframe), 1 db CYBER 855 és 1 db CYBER 835 (front end), 1 db CYBER 825 (gateway), 1 db IBM 4341/M12 (adatkezelés), 1 db VAX–11/750 (grafika és megjelenítés) és 3 db VAX–11/750 (telekommunikáció).

A központ fenntartásában jelenleg 17 tagállam Belgium, Dánia, NSZK, Spanyolország, Franciaország, Görögország, Írország, Olaszország, Jugoszlávia, Hollandia, Ausztria, Portugália, Svájc, Finnország, Svédország, Törökország, Egyesült Királyság vesz részt, s speciális szerződések révén kapcsolatban van Izlanddal, illetve Szaud-Arábiával. A költségvetési hozzájárulást a tagországok nemzeti jövedelmük arányában fizetik. Ennek megfelelően legnagyobb az NSZK hozzájárulása, a költségvetés 22,41%-a, a legkisebb Írországé, 0,53%. Ausztria 2,17%-ot, Jugoszlávia 2,16%-ot, Portugália 0,72%-ot, Finnország pedig 1,51%-fizet. A költségvetés, döntő részét (cca. 95%) a személyzet fizetése és a számítástechnikai költségek teszik ki.

A fentiekben ismertetett nevezetes intézmény munkáját 1986. december 16–20 között *Dévényi Dezső*, a Központi Előrejelző Intézet munkatársa, e sorok írója a helyszínen (Reading, Nagy-Britannia) tanulmányozhatta. Látogatása a magyar fél kezdeményezésére, az ECMWF igazgatója *L. Bengtsson* és a magyar szolgálat elnöke *Barát József* közötti megegyezés alapján jöhetett létre.

A látogatás során szerzett tapasztalatok

Az ECMWF-ben tapasztalatgyűjtésre összesen három teljes nap volt, 1986. december 17, 18 és 19. Az első napon az operatív főosztály (Finnország) munkájáról annak vezetője *D. Söderman* adott átfogó ismertetést, majd *J. K. Gibson* és munkatársai részletes tájékoztatást (és sok esetben dokumentációkat) adtak a meteorológiai adatok fogadásáról, előzetes feldolgozásáról (különös tekintettel az ellenőrzési algoritmusokra), az objektív analízis sémáról (ECMWF specialitás az *E. N. Lorenc* által kidolgozott boxletapogatású interpolációs eljárás), a modell futtatásának ütemezéséről (a 10 napos integrálásra naponta egyszer, a 12 GMT-re vonatkozó adatok alapján kerül sor), a grafikus megjelenítési módszerekről, a produktumoknak a GTS-ben, illetve a tagországok részére történő speciális továbbításáról, valamint a MARS (Meteorological Archival and Retrieval System) rendszerről. Külön kiemelték a WMO CBS (Commission for Basic Systems)-ben a GRIB és BUFR kódok kidolgozásában, illetve bevezetésében kifejtett ECMWF aktivitást. A magyar meteorológus közösség számára is felhasználható tapasztalat, hogy a MARS rendszer alapvetően ezen kódok felhasználásán alapul.

Az operatív részleg munkáját összefoglalva kiemelendő, hogy emberi beavatkozás csak az *adatellenőrzés* fázisában van, amikor az ügyeletes szakember az adatellenőrző rendszer által hibásnak, illetve kétes pontosságúnak értékelt észlelési adatokra vonatkozó döntést hozza meg.

Az operatív főosztályon felhívták a figyelmet arra, hogy az ECMWF *nem* előrejelző központ a szokásos értelemben, azaz maga *nem*

bocsát ki előrejelzéseket, csupán tagországaihoz, illetve a GRID kódnak megfelelő lebontott formátumban a GTS-en keresztül forgalmazza numerikus előrejelzési produktumait. Ennek megfelelően a központban a produktumok semmilyen javítására, illetve interpretálására nem kerül sor. A további részletes feldolgozást a 17 tagországban végzik. Ezek közül mindegyik végez szinoptikus interpretációt, 14 statisztikai interpretációt; 7 a közvetlen modell output-ot is továbbadja végső felhasználóinak; 8 az ECMWF termékeit a nagy felbontású nemzeti numerikus modellekben használja fel és 3 speciális alkalmazási modelleket is futtat ezen termékek alapján. Ugyanakkor a tagországoknak a standard numerikus modell produktumok mellett rendelkezésre állnak a kísérleti jelleggel kapott kvázi-operatív eredmények is (pl. felhőzet mennyisége, 10 m-es magasságon a szél, a 2 m-es szintre interpolált hőmérséklet, kis skálájú mező-jellegzetességek, különböző statisztikák stb.).

A főosztályon bemutatták és átadták a két magyar aerológiai állomásra (12 843 és 12 982) készített hibastatisztikákat. Kiemelendő, hogy a magyar állomások által szolgáltatott adatokat jónak minősítették, ugyanakkor a statisztikákban egy trend-átváltást mutattak ki 1986 augusztusa és szeptembere között.

A következő két napon a Kutatási Főosztályon (vezetője *D. Burridge*, Egyesült Királyság) elsősorban az ECMWF-ben alkalmazott adatasszimilációs sémát a nedvességi mezők analízisét, a műholdas adatoknak az objektív analízisben történő felhasználását és a hazai szempontból érdeklődésre számottartó rácspont-modellt sikerült megismerni. *J. Pailleux* emellett részletes információkat adott a francia nemzeti numerikus prognosztikai programról (PERIDOT), illetve az ECMWF-en belül a nemzeti numerikus modellek fejlesztésével foglalkozó csoport munkájáról. *G. Kelly* (Ausztrália) üdvözölte, hogy a magyar szolgálat 1984-ben képviseltette magát a TOVS Study Conference munkájában és további értékes információkat szolgáltatott a műholdas radiancia-adatoknak a meteorológiai mezők objektív analízisében történő felhasználásáról. *Dell'Osso* a Föld különböző térségeire végzett ciklogenezis modellezési kísérleteinek eredményeit ismertette. Hasonlóan fontos megbeszéléseket sikerült folytatni *Per Undén*-nel, aki az ECMWF rácspont-modellje adaptálásával nagy szerepet játszott a svéd nemzeti modell kidolgozásában. *Antti A. Lange* az egyes megfigyelési rendszerek lehetséges pontosságának becslésére az optimális interpoláció eljárásának továbbfejlesztésével kidolgozott módszerét mutatta be.

A látogatás során lehetőség volt a szabadpolcos rendszerű könyvtár használatára, amely elsősorban a numerikus prognosztikai szakirodalomra specializálódott. Jó volt látni a témakör vezető folyóiratai mellett az „Időjárás" példányait is — a forgatás nyomaival.

A látogatás alatt érdekes beszélgetésre nyílt mód *L. Bengtsson*-nal, az ECMWF igazgatójával a specializált előrejelző központok szerepéről és fejlődéséről. Ismeretes, hogy az ECMWF-hez hasonló központok létrehozásán fáradoznak Ázsia egy részén, Afrikában és Dél-Amerikában.

Végezetül szeretném kiemelni, hogy ezen rövid látogatás során az ECMWF, illetve személy szerint *Bengtsson* egy rendkívül intenzív, jól megszervezett programmal a Központ operatív és kutatói munkájának alapos megismerését tette lehetővé.

Dévényi D.

*

FARAGÓ TIBOR KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSE

*Faragó Tibor*nak, a Központi Meteorológiai Intézet munkatársának, az MTA levelező aspiránsának „A távérzékeléssel mért spektrális radiancia és a hidrológiai paraméterek közötti összefüggés fizikai-statisztikai vizsgálata" címmel benyújtott kandidátusi értekezését a Szovjetunió Hidrometeorológiai és Környezetvédelmi Állami Bizottsága Geofizikai Főobszervatóriumának (GGO) Geofizikai Tudományos Tanácsa 1986. november 12-én vitára bocsátotta és a sikeres védés után a jelöltnek a fizikai-matematikai tudományok kandidátusa (geofizikai szak) minősítést teljes szavazatszámmal (17) odaítélte.

A két tudományos témavezető *I. N. Minin* professzor, a fiz.-mat. tudományok doktora és *O. B. Vasziljev*, a fiz.-mat. tudományok kandidátusa volt. A tézisekre öt tudományos intézet küldött hivatalos értékelő véleményt, az eredmények alkalmazását *K. J. Kondratyev* akadémikus igazolta.

Az értekezés az aerokozmikus távérzékelés egy szakterületével, a vízfelszinekből kilépő, diffúzan visszavert (visszaszórt) rövidhullámú sugárzás és az optikailag aktív komponensek kapcsolatával foglalkozik. Ez utóbbiak koncentrációjának becsülhetőségét vizsgálta a szerző nem-paraméteres statisztikai közelítésekkel, egyszerű és szekvenciális (lépésenkénti) regresszióval, informatív spektrális hullámhosszak (sávok) kiválasztásával, kolorimetrikus koordináták alkalmazásával, főkomponens-módszere és a sugárzásátviteli egyenlet „kétirányú" közelítő megoldására egy iteratív eljárás bevezetésével.

A jelölt részletesen összefoglalta a spektrális radiancia mérését befolyásoló tényezőket (légköri torzítás, Fresnel-komponens, beeső sugárzás spektrális összetétele és a napmagasság stb.), a szakirodalomban alkalmazott módszereket és ezek felhasználásának korlátait, valamint a téma kidolgozásához szükséges főbb sugárzási, optikai, hidrológiai és matematikai fogalmakat és összefüggéseket.

Az egyes eljárások számítógépes programjainak alkalmazásával, konkrét mérési eredmények feldolgozásával lehetővé vált a vizsgált felszíni objektumok osztályozása, a leghatékonyabb modellek és az optimális spektrális jellemzők kiválasztása, a független spektrális sávok meghatározása a látható tartományban.

Ambrózy P.

*

WMO KONFERENCIA A HOSSZÚTÁVÚ ELŐREJELZÉSEKRŐL

1986. szeptember 29 – október 3 között rendezték meg Szófiában az első olyan WMO konferenciát, amely a hosszútávú előrejelzések gyakorlati problémáit és távlati fejlesztési irányait elemezte. A konferencián 26 ország, valamint a nyugat-európai országok Középtávú Előrejelző Központja (ECMWF) és a Meteorológiai Világszervezet (WMO) képviseltette magát. *D. L. Gilman* (USA) vezetésével Nemzetközi Program Bizottság határozta meg a témaköröket, intézte az előadások kiválasztását és a szervezési feladatokat.

Az ötnapos rendezvény hivatalos nyelve az angol volt. Abból a célból, hogy a szocialista országok képviselői aktívabban vehessenek részt a konferencián, a bolgár szolgálat orosz nyelvre szinkron tolmácsolást is rendszeresített.

A konferencián számos előadás hangzott el a távelőrejelzés problémáiról, módszereiről és kutatási irányairól. Az előadások az alábbi témák köré csoportosultak:

1. Jelenlegi módszerek és kutatások.
2. Alkalmazható dinamikai modellek.
3. Verifikációs- és tesztmódszerek.
4. Valószínűségi előrejelzések.
5. Előrejelzések és gazdasági döntések.

Az első témakörben, 4 félnapos ülésszak alatt hangzott el a legtöbb előadás – összesen 18 –, amelyekből számos ország távelőrejelzési módszereit és kutatási terveit ismerhettük meg. Az 1. témában 2 magyar előadó is részt vett: *Kaba M.* a jelenlegi hosszútávú előrejelzési módszereinket ismertette, (szerzőtársa *Bartholy J.*), és *Tóth Z.* pedig az analógiás előrejelzéseknek az adatbázis kiterjesztésével összefüggő javulásával kapcsolatos munkájáról számolt be.

Az *alkalmazható dinamikai modellek* című téma 3 félnapos ülésszakot töltött ki, 15 előadással. Ebben a témakörben főleg meghívott előadókat hallhattunk. A szervezők célja az volt, hogy a jelenlevő, s az operatív hosszútávú előrejelzésekért felelős szakemberek képet kapjanak a numerikus modellekkel folytatott olyan kísérletekről, melyek igéretesek a hosszútávú előrejelzésben történő jövőbeli alkalmazás szempontjából.

A *verifikációs és tesztmódszerek* című témáva egy félnapos ülésszak foglalkozott, melyen 5 előadás hangzott el. Ezt követően került sor a tengerfelszín hőmérsékleti analízisek összehasonlításáról szóló meghívott előadásra, majd a távelőrejelzések adatigényével kapcsolatos vitára. A valószínűségi előrejelzések című témakörben 6 előadás hangzott el, szintén egy félnapos ülésszak keretében.

Az *előrejelzések és döntések* című témában mindössze 3 előadás volt, köztük egy magyar is; *Maller A.* a 30 napos előrejelzések gazdasági hasznáról tartott előadást.

Maga az a tény, hogy a Meteorológiai Világszervezet ilyen jellegű konferenciát szervezett, és még inkább az elhangzott előadások, illetve hozzászólások azt bizonyították, hogy a hosszútávú előrejelzés kinőtt a gyerekkorából. A világ különböző tájain szerény, de megbízható eredményességű, a gazdaság egyes területein sikeresen hasznosítható módszerek léteznek és a szakemberek készen állnak az újabb eszközök, például a numerikus előrejelzések alkotó felhasználására is.

Kaba M. – Maller A. – Tóth Z.

*

A 27. METEOROLÓGIAI VILÁGNAP

A Magyar Meteorológiai Társaság 1987. március 26-án a MTESZ székházban ünnepi ülést tartott a Meteorológiai Világnap alkalmából, amelynek ezévi témája: „A meteorológia – a nemzetközi együttműködés modellje."

A Meteorológiai Világszervezet Végrehajtó Tanácsának 1987. évi témaválasztását a világ politikai-gazdasági szféráiban zajló események is indokolttá teszik. Az előadó – *Kapovits Albert* a KEI igazgatója – kifejezte meggyőződését azzal kapcsolatban, hogy a meteorológusok valóban jó példáját szolgáltatják a nemzetközi együttműködésnek. Ezt tanúsítja a Meteorológiai Világszervezet működése is, különösen ennek operatív rendszere az Időjárási Világszolgálat, amely példája a békés, kölcsönös érdekeket szolgáló együttműködésnek.

Az előadó a meteorológia területén megvalósuló nemzetközi együttműködést a Meteorológiai Világszervezet utóbbi két évtizedben kifejtett tevékenységének ismertetésével mutatta be. Az előadó érintette a magyar meteorológusok szerepét is a nemzetközi együttműködésben.

A meteorológiai tevékenységben az a vonzó, hogy „nyílt, szabad és demokratikusan működő, a kölcsönös érdekek tiszteletbentartását, az elmaradókat felzárkózáshoz segítő szellemben dolgozunk, nemcsak mi magyar meteorológusok, hanem az egész meteorológus közösség, szerte a világon."

A nagy érdeklődéssel kísért előadást két videofilm bemutatása követte. Az egyik film egy amerikai nowcasting rendszert mutatott be működés közben, a másik pedig a magaslégköri megfigyelések jövőbeli eszközéről szólt.

Az idei Meteorológiai Világnapon elhangzott ünnepi előadást a téma érdekessége és hasznossága miatt teljes terjedelemben közli a Légkör.

Maller A.

*

TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI KONFERENCIA EGERBEN

A felsőoktatási intézetek XVIII. Országos Tudományos Diákköri Konferenciájának Természettudományi szekciója 1987. április 6–8. között Egerben, a Ho Si Minh Tanárképző Főiskolán ülésezett. A meteorológiai alszekcióban 17 dolgozat került előadásra az ELTE, KLTE, JATE meteorológus, biológus, földrajz szakos hallgatói részéről. Minden előadást élénk vita és értékelés követett. A dolgozatok elbírálásában a három említett egyetem és az OMSZ képviselői vettek részt.

Az OMSZ külön díját kapta *Bozó László* (ELTE): „A kénvegyületek vertikális eloszlásának modellezése globális térskálán" c. dolgozatáért, a Magyar Meteorológiai Társaság „Hille Alfréd" ifjúsági díját *Bottyán Zsolt* (JATE) „A tengerszinti légnyomás térbeli változékonysága a trópusi övben és kapcsolata az ENSO-jelenséggel" c. dolgozatáért.

Első díjat kapott *Wantuchné Dobi Ildikó* (ELTE): „Csapadéksorok analízise Markov láncok segítségével" és *Papp Éva* (JATE): „Ciklusok és kváziperiódusok a tengerszinti légnyomás földgömbi eloszlásában".

Második díjas *Csordás László* (KLTE): „Az óránkénti csapadék statisztikai szerkezetének vizsgálata Debrecenben" és *Almádi István* (ELTE): „Kvázipoláris műholdak képeinek földrajzi azonosítása."

Harmadik díjat kapott *Matavovszky György* (ELTE): „A planetáris határréteg magasságának napi menete" és *Sajtos Attila–Sándor József* (JATE): „A hócsapadék magassági rendszere a Bükkben".

A meteorológiai alszekció – mint azt az ünnepélyes díjkiosztáskor a főiskola főigazgatója is kiemelte – egyike volt a legaktívabb és legeredményesebb munkacsoportoknak.

Ambrózy P.

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 1525 Budapest, Pf. 38.**

A kéziratokat a szerkesztő bizottság lektorálatja. 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 copiees of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the **Editorial Office of Időjárás.** Address: **Budapest, P. O. B. 38. H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. tel.: 353-500
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató
87.767., Állami Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
91. ÉVF. ★ 5. SZÁM ★ 1987. SZEPTEMBER—OKTÓBER

TARTALOM

Gajar, B. – Lapin, M.: A szlovák meteorológiai állomáshálózat optimalizálása (angolul) 265

Ferenczi Antal – Tőkei László: Természetes időjárási szakaszok elkülönítése cluster-analízissel 277

Mezősi Miklós – Simon Antal: Kísérlet automatizált meteorológiai mérőhálózat kifejlesztésére Magyarországon 284

Mészáros Ernő: A múlt klímaváltozásai a legújabb földtudományi kutatások tükrében 302

Ambrózy Pál – Papp Éva: Adatok a Balaton szélklímájához 309

Irodalom 317

CONTENTS

Gajar, B. – Lapin, M.: Optimization of the meteorological station networks on the territory of Slovakia (in English) 265

Ferenczi, A. – Tőkei, L.: The adaptation of the Cluster-analysis for the separation of natural weather periods 277

Mezősi, M. – Simon, A.: Experiments for developing an automated meteorological measuring network in Hungary 284

Mészáros, E.: Past climatic changes as revealed by recent research in Earth sciences 302

Ambrózy, P. – Papp, É.: On the wind climate of Lake Balaton 309

Literature 317

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 91. ★ NO. 5. ★ SEPTEMBER—OCTOBER 1987 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)
ANTAL E. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)
BÖHME, W. (Potsdam)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)
CZELNAI, R. (Geneva)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)
KAPOVITS A. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)
MAJOR GY. (Budapest)
MESINGER, F. (Beograd)
MILOSHEV, G. (Sofia)
PRÁGER T. (Budapest)
PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
ŠAMAJ, F. (Bratislava)
SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
STAROSOLSZKY Ö. (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)
ZAHARIJEV, V. (Sofia)

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

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 5. szám, 1987. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 5. Sept–Oct 1987, Budapest

Optimization of the meteorological station networks on the territory of Slovakia

GAJAR, B. *and* LAPIN, M., *The Slovak Hydrometeorological Institute, 883 15 Bratislava, Jeseniova 17, Czechoslovakia*

A szlovák meteorológiai állomáshálózat optimalizálása. A cikk röviden ismerteti a „Szlovák meteorológiai állomáshálózat optimalizálása" c. téma keretében végzett feldolgozást és a kapott eredményeket. Az eredmények alapul szolgálnak az állomáshálózat 1990-ig történő átalakítási tervéhez. A terv megadja az állomások szabályos területi eloszlását, figyelembe véve a közepes és minimális napi léghőmérséklet, valamint a napi csapadékmennyiség interpolációs hibájának távolságtól és tengerszint feletti magasságtól való függését. A terv kidolgozásakor az orográfiát és a terület gazdasági jelentőségét is figyelembe vették. Ezek a paraméterek ugyanis közvetve kifejezik a meteorológiai információk mennyiségével és minőségével szemben támasztott elvárásokat.

*

Optimization of the meteorological station networks on the territory of Slovakia. In this paper a brief description of the process of elaboration and results of the theme "Optimization of the meteorological station network on the territory of Slovakia" is given. The results obtained constitute the basis of the proposal concerning the project of station network reorganisation till the year 1990. The main feature of this project is to give regular territorial distribution of stations by taking into account the dependence of the interpolation error of mean and minimum diurnal air temperature and diurnal precipitation totals on the distance and difference of height above sea level of stations. In the procedure the orography and economic importance of the territory, which indirectly express potential demands on the quantity and quality of meteorological information, are also taken into consideration.

*

1. Introduction. Although the oldest regular meteorological observations were made on the territory of Slovakia already in the first half of the 18th century (Prešov 1717 – 1720), we can speak about the meteorological station network only since the year 1850. At present, on the territory of Slovakia (49 000 km²) there are 22 professional meteorological stations and observatories, 18 of which have synoptic programme. 103 stations have climatic programme with measurements at 07, 14 and 21 hours in mean local time. The total number of precipitation stations is 710 (with measurements at 07 also in mean local time). All these stations are regularly distributed on the territory, except the sites for air pollution monitoring, which are concentrated around the main emission sources. Besides the professional stations, all the other stations are operated by voluntary (amateur) observers. The density of climatological and precipitation stations is relatively high (average distance among the stations is 22 km, and 7 km respectively).

Efforts to rationalize the station network are as old as the network itself, but the first complex proposal for qualitative and quantitative station network reorganisation on the territory of Slovakia was elaborated only in 1958 (*Hrubeš* and *Briedoň*, 1958). Actual questions of the effectiveness of financial means invested in meteorological service have also been taken into account since the end of the seventies. In the period of 1981 – 1985 this problem was investigated in the frame of the research task „Optimization of station network of meteorology and climatology". Demands to solve this task could be summarized as follows:

a) It is necessary to solve the task by objective methods, results of which ought to be satisfactory for longterm development of station networks.

b) To optimize, as far as possible, the network on the whole territory of Slovakia.

c) Final project ought to consider existing measurements and observations and to take into account the demands of users from various branches of the national economy so that its realizers would get detailed and unambiguous information for reorganization and development of observation networks.

It is clear that the application of these demands to the orographically complex terrain of Slovakia raises various problems. In this paper we present the main results obtained by optimization of the network of precipitation and climatologic stations.

2. *Mathematical methods of optimization*

2.1. *Justification of the selection and description of the suitable method.* Optimization of the meteorological station networks by objective methods was developed by *Drozdov* and *Shepelewskij* (1946), while its practically applicable form was worked out by *Gandin* (1970). *Czelnai* et al. (1964) made significant contribution, mainly in the field of precipitation network optimization. Finally, *Zachariev* (1971) dealed with the application of these methods in the case of an orographically complex terrain.

The sources mentioned above formed basis for selection of the most suitable optimization procedures. Having analyzed information content, our technical possibilities, as well as results of elaboration of potential demands on meteorological information (*Lapin*, 1985), we decided to apply the method of "optimum interpolation error", based on the theory of the local homogeneous and isotropic turbulence (*Gandin*, 1970). Parameters of the calculation were determined by the following way:

Let suppose that on m measurement points (stations) $A_1, \ldots, A_m$ n measurements are made. Each result ($\tilde{f}_i$) consists of two terms: $\tilde{f}_i = f_i + \delta_i$, where δ_i is the error of i-eth measurement, while f_i is the real value of the element. Then

$$\tilde{\bar{f}}(A_j) = \tilde{\bar{f}}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \tilde{f}_i(A_j), \tag{1}$$

is the sample mean at point A_j,

$$\tilde{f}'_i(A_j) = \tilde{f}_i(A_j) - \overline{\tilde{f}(A_j)} \tag{2}$$

is the deviation of the actual value from the mean at point A_j,

$$\tilde{D}(A_j) = \tilde{D}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} [\tilde{f}'_i(A_j)]^2 \tag{3}$$

is the sample data variance at point A_j,

$$\tilde{m}(A_j, A_k) = \tilde{m}_{jk} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \tilde{f}'_i(A_j) \cdot \tilde{f}'_i(A_k) \tag{4}$$

is sample covariance function at point A_j, A_k, while

$$\tilde{\mu}(A_j, A_k) = \tilde{\mu}_{jk} = \frac{\tilde{m}(A_j, A_k)}{\sqrt{\tilde{D}_j \cdot \tilde{D}_k}}, \tag{5}$$

is the correlation function.

We determine the optimum interpolation error by using the following relations:

For the value of element field at point A_0 we can write that

$$f'_0 = p_1 f'_1 + p_2 f'_2 + \ldots + p_m f'_m = \sum_{i=1}^{m} p_i f'_i \tag{6}$$

where p_i means the interpolation weights which are not determined beforehand. The standard error of this interpolation is

$$E^2 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^{m} [(p_i f'_i + \delta_i) - f'_0]^2. \tag{7}$$

By reduction of this relation, by its derivation according to all the interpolation wights, with condition that all these derivations are equal to zero, as well as by other reductions we obtain the basic relation for optimum interpolation error

$$E^2_{opt} = m_{00} - \sum_{i=1}^{m} p_i m_{io}. \tag{8}$$

Assuming that $D_i = D_j = m_{00}$, by dividing of relation (8) by m_{00} we find

$$\varepsilon^2_{opt} = 1 - \sum_{i=1}^{m} p_i \mu_{io}, \tag{9}$$

what is an error in % of the variance. Relation (8) expressing an interpolation error in units of the element can be given by the following simple formula, what is obvious from (8) and (9):

$$E^2_{opt} = m_{00} \left(1 - \sum_{i=1}^{m} p_i \mu_{io} \right) \tag{10}$$

The parameters, entering the preceding calculations, were not indicated by the symbol "$\sim$", because of presenting real values of elements and functions calculated on the basis of their values observed. We realized the procedure of the formation of "accurate" parameters according to the steps mentioned in the literature (*Gajar* and *Matejka*, 1986). Relations (8) to (10) can be used for calculation of the interpolation error in an arbitrary point of field.

As the real meteorological fields are not strictly homogeneous and isotropic, the task is very often simplified to calculate the error of the optimum interpola-

tion for the centres of gravity of simple geometric formations (the most frequently rectangular triangle or square), the apexes of which create the measuring points of an idealized station network. In the case of regular triangle network fulfilling the conditions of homogenity and isotropy the correlation coefficient depends only on distance of stations x ($\mu_{ij} = \mu(x)$) and $D_i = D_j = m_{00}$. Assuming a constant error δ, relation (9) can be simplified as follows:

$$\varepsilon^2 = 1 - 3\,p\mu\left(\frac{x}{\sqrt{3}}\right). \tag{11}$$

In this latter formula the interpolation weights are

$$p = \frac{\mu\left(\frac{x}{\sqrt{3}}\right)}{1 + 2\mu(x) + \tau^2}, \quad \text{where } \tau^2 = \frac{\delta^2}{m_{00}}. \tag{12}$$

Further, the relation (10) will be

$$E^2 = m_{00}\left(1 - 3\;p\mu\left(\frac{x}{\sqrt{3}}\right)\right). \tag{13}$$

The calculation of the random error of measurements is a difficult problem. After serious analysis based on experimental sources, we extrapolated the autocovariance function of the time series of data measured to the zero point to gain information on the value of the random error (*Gajar* and *Matejka*, 1986). Moreover we used relations (11) and (13) for the calculation of the dependence of the interpolation error on the distance of the stations.

2.2. *Choice of elaborated material and application of mathematical method.* With regard to the capacity and technical requirements of the complex optimization solution of all meteorological elements (*Lapin*, 1985), we decided to choose the parameters according to the demands of the users. Obviously, air temperature and atmospheric precipitation totals are required as the most freqently ones. For the study the following meteorological elements were chosen: mean diurnal air temperature (T_m), maximum (T_{max}), minimum (T_{min}), minimum diurnal air temperature above the ground level (T_g) and diurnal precipitation totals (R).

On the basis of the recommended number of stations proposed by *Gandin* (1970), we selected 53 stations on the territory of Slovakia, 15 of which are in lowlands or shallow hollows in the southern part of Slovakia and 26 ones in hollows situated in the central and northern parts of Slovakia. To obtain the vertical profiles stations with great differences in height above sea level were used. For the study we selected the data for the period of 1976 – 1978 from data stored in data bank and we elaborated data measured on each third day in different seasons of the year. In the case of precipitation, we used the 10-year period between 1971 – 1980 by dividing data into two groups (lowlands and hollows). The calculation for pairs of stations was made only in such cases when at least at one station measurable precipitation was observed (*Kagan*, 1972). The stations were selected and their structure was determined mainly according to the demands of the solution of the problem and its mathematical procedure. To obtain statistically significant complexes the stations in the territory of Slovakia were divided into two groups – lowlands and shallow hollows in one group, valleys,

hollows and hilly regions of the central and northern Slovakia in the second one. We obtained a sufficient number of input data inly by simplifying the structure. We assumed that the vertical profiles are characteristic at least schematically for the whole territory, for which we calculated the dependence of correlation coefficients on differences of height above sea level of the pairs of stations.

We were forced to simplify the procedure in order to fulfil homogenity and isotropy demands so, that $\mu(x)$ and m_{00} could be used instead of individual correlation coefficients μ_{ij} and variance of pairs of stations D_i, respectively, in the relation (11) to (13). This means that optimization was limited to the evaluation of station network density and their discrete distribution was not determined.

2.3. *Obtained results.* From the point of view of longterm development of station networks, the main question is to what extent the results obtained are constant in time. For this reason we made elaborations for various periods. Results showed that differences are generally small in the case of temperature characteristics and although they are a little greater for precipitation, the variation of the interpolation error as a function of the distance was preserved. Final

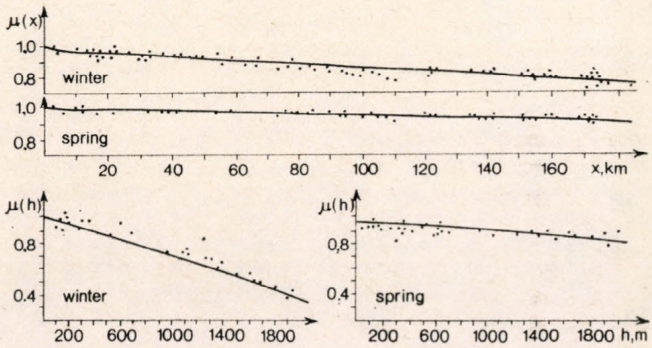


Fig. 1: Dependence of correlation coefficients $\mu(x)$ on the distance of stations x (lowlands) and on the difference of their height above sea level h, respectively, for T_m

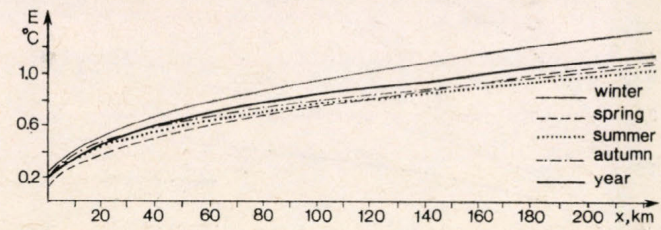


Fig. 2: Dependence of interpolation error E on the distance of stations x for T_m in the case of lowlands

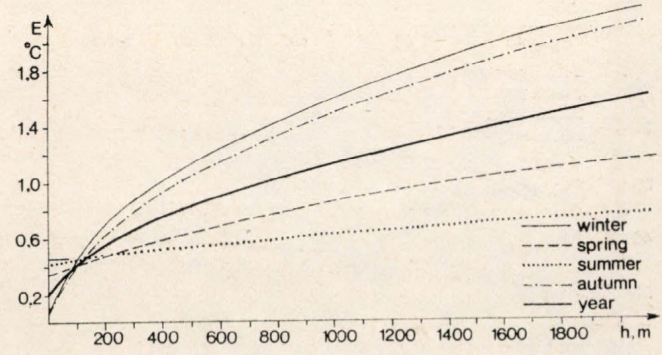


Fig. 3: Dependence of interpolation error E on the difference of height above sea level of station h for T_m

conclusion is that the results could be used for longterm planning of station networks (*Gajar* and *Lapin*, 1986).

It can be generally said, that the correlation function of temperature characteristics decreases only very slowly with the distance in lowlands and it differs only very little in individual seasons of the year. The variance of the correlation coefficient values is greater in winter and summer than in spring and autumn when it is insignificant. The most rapid decrease of correlation function is noticed in winter period and the slowest one in spring and autumn *(Fig. 1)*. In hollows the variation of the correlation function is much more significant (mainly at smaller distance) and the variance of correlation coefficients (mainly in winter) s also greater. Comparing the individual temperature characteristics it is clear

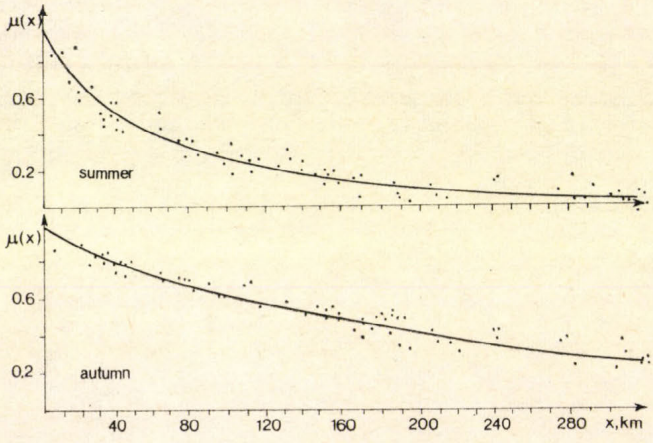


Fig. 4: Dependence of correlation coefficients $\mu(x)$ on the distance of stations x for precipitation in the case of lowlands

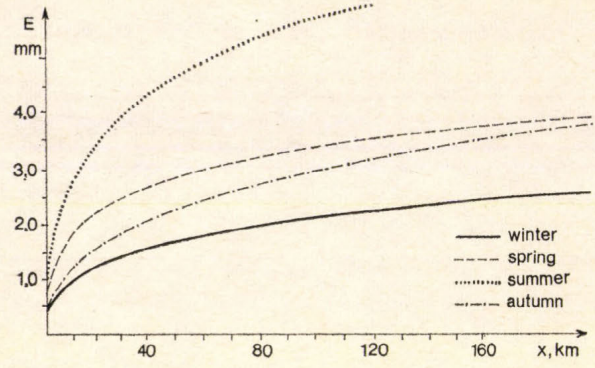


Fig. 5: Dependence of interpolation error E on distance of stations x for precipitation in the case of lowlands

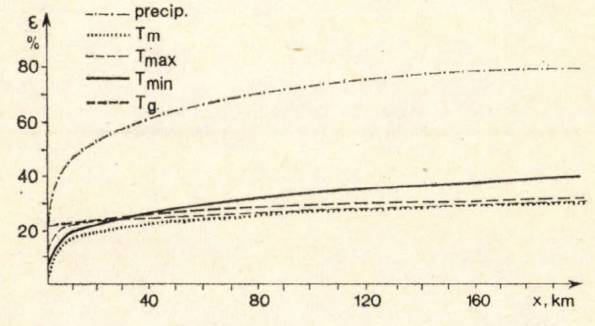


Fig. 6: Comparison of the variation of interpolation error ε as a function of the distance of stations x for hollows

that the most rapid decrease of correlation function can be found for T_{min} and T_g, but the dependence of correlation coefficient on the difference of height above sea level is significant, mainly in winter and autumn. In hollows the variance of individual correlation coefficients is greater than is lowlands; it is especially significant in the case of T_{min} in summer (Fig. 1) (*Gajar* and *Zeman*, 1985).

The differences are generally small in lowlands among the seasons of the year concerning the dependence of the interpolation error on the distance *(Fig. 2)*. In hollows, the increase of the error by distance is substantially more significant with great deviations among the seasons of the year. We notice the greatest increase in winter for T_g and T_{min} for T_{max} in autumn). The greatest increase of interpolation error for vertical profiles is in winter and autumn *(Fig. 3)*. So, we can expect a greater interpolation accuracy for T_m and T_{max} (with the exception of T_{max} in winter and autumn in hollows) than in the case of T_{min} and $T_g \cdot T_g$ is loaded by a great interpolation error. For T_{min} and T_g (T_{max} only in hollows) also there is a significant random error of measurements (*Gajar* and *Zeman*, 1985).

The rapid decrease of the dependence on distance of stations and the significant differences among the seasons of the year are characteristic for the correlation function of precipitation. The greatest decrease appears in summer, the smallest one in autumn when the variance of individual correlation coefficients is surprisingly small *(Fig. 4)*. The correlation functions are similar in hollows and lowlands, but in hollows the decrease by distance is more rapid and the variance of correlation coefficient is greater than in lowlands.

In the case of precipitation the interpolation error increases very significantly by distance and we can observe also great differences among the seasons of the year. The greatest increase is in summer and the smallest one in winter period *(Fig. 5)*. The course of depencences is similar in hollows and lowlands but in hollows the increase of the interpolation error is more significant and the differences among the seasons of the year is greater than in lowlands (*Gajar* and *Zeman*, 1985).

The calculations of the interpolation error in percentage of the variance makes the comparison of temperature and precipitation characteristics possible. From *Fig. 6* it is clear that to obtain similar interpolation error the station network for precipitation measurements should be manyfold denser in comparison with stations for air temperature measurements.

3. Potential demands on observation networks for meteorology and climatology

Following the decree of the Czechoslovak Government, from 1953 the Hydrometeorological Institute is obliged to establish and to keep observation networks according to the natural synoptic, climatic and hydrological regions, and to elaborate data from these networks on scientific basis. Slovakia is a mountainous country with varied geographic conditions, so an objective solution of network optimization is very difficult for this region. On the other hand, on the geographically complex terrain of Slovakia, the social-economic structure and the demands of users on meteorological information are also complicated. We project meteorological network for many decades and that is why it is necessary to know the potential demands of users from various branches of our national economy.

3.1. *Interest of users in meteorological information.* At present, the Slovak Hydrometeorological Institute issues approximately 1500 various climatological information per year (judgements, studies, analyses), and approximately 2500 various records of data observed. Interest is concentrated mainly in precipitation and dangerous events.

With effort to make our knowledge more accurate about present and perspective interest of users in meteorological information (with the exception of weather forecast), we distributed 3-page questionnaire to 100 economic and budget organizations (selected randomly from 300 various organizations) in 1983. We received 58 filled up questionnaires and only in three cases there was no interest in meteorological information. Most of them use or intent to use meteorological information frequently and regularly. There is also an equale interest in operative and climatological information, as well as in primary and elaborated data. From received questionnaires it is clear that 77% of organizations have interest in precipitation and air temperature, 55% in wind and snow cover. Only 12% of organizations have interest in visibility and 11% in phenological data. From the total number, 57% of organizations are interested in information in written form, 50% in phone information and only 11% have interest in telex information. Further, 21% of organizations are interested in yearbooks, 39% in monthly and 43% in weekly meteorological reports. Most of the organizations are agreed with proposed accuracy of interpolated data and others asked its improvement.

3.2. *Analysis of potential demands in meteorological information.* We endeavoured to use various sources to estimate the potential demands in meteorological information. Detailed analysis of potential development of physical-geographic and social-economic structures is presented in the Geographical Atlas of Slovakia (1980), in the Project of Urbanization of Slovakia (1983) and we took some information from statistic yearbooks.

The result of the evaluation mentioned was the elaboration of four schematic maps of Slovakia: *a)* potential of urbanization and development of the density of population, *b)* potential of the intensity of plant agriculture production, *c)* po-

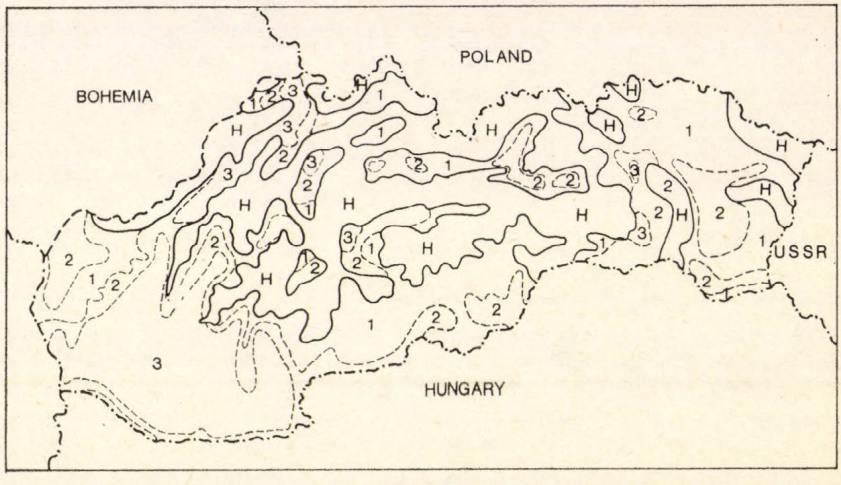


Fig. 7: Territorial distribution of mountain regions *H* and regions according to economic importance in lowlands, hollows and hill countries of Slovakia (3 – the most important, 2 – medium important, 1 – less important regions)

tential of the utilization of the water economy of the territory, *d)* potential of the utilization of the territory for recreation. A synthetic map of the territorial distribution of potential demands on meteorological information *(Fig. 7)* was prepared on the basis of these four maps. On this map it is illustrated that, in result of irregular potential development and national-economic importance of territory, the territorial distribution of demands on information is also irregular. We assume that dominant factors are the density of population closely connected with the intensity of social-economic activities of inhabitants as well as the intensity of plant agriculture production.

Besides of the information mentioned, it is necessary to take into account meteorological insurance of significant investment complexes of industry, transport and services, where there are expected demands on establishment of permanent meteorological stations. Locations of these complexes are more or less regularly distributed on the whole territory of Slovakia with moderate superiority in densely populated regions.

4. Project of optimized meteorological station network

The final step in the solution of the task and the first step in realization of the results is a proposal for optimized station networks, taking into account the following issues.

1. Continuity of observation series, mainly with regard to the long homogeneous time series of observations. A list of stations was elaborated containing 60% of the present meteorological stations and 29% of precipitation stations for preserving time homogeneity of measurements. This is important not only for the elaboration of climatic normales but also for research of climatic changes caused by anthropogenic and some other influences.

2. Methodic prescriptions and their assumed changes connected with observation system in station networks.

3. Parallel existence of station network with professional observers (now 22) and with voluntary (amateur) observers, which will exist at least till the year 2000.

4. Continuing distribution of data obtained from the station network for the elaboration of operative information (mainly forecasts) and climatological information (mainly judgements). It is supposed that in the future some corrections will be done to make operative data accurate also for climatological information.

5. Possibilities of the application of new measuring methods, mainly concerning automatization in station network and remote sensing (radars, meteorological satellites). Importance of these methods for project solution consists mainly in the fact that they help to improve significantly the accuracy of measurements in mountain regions and in regions with small density of population. They also improve the operativeness of data transmission to the centre as well as the operativeness and accuracy of precipitation intensity measurements in regions with not very complex terrain. By applying these methods the accuracy of the measurements of cloudiness parameters is also improved.

6. Several stations have been established with some special aims (airports, nuclear power stations, research bases). Thus their number and site can not be altered.

7. The system of the technical-organization for the operation of the station network must be secured and the economical possibilities of the meteorological service should be considered. Project ought to be realized within the existing real conditions.

8. The differences in admissible interpolation error of air temperature and precipitation measurements in different regions of Slovakia should be determined according to the geographical characteristics and potential demands of the national economy.

9. The structure of the connections among observation stations of various types (meteorological, precipitation, agrometeorological, phenological, air pollution and so on) is also important.

The points mentioned above do not need further explanation with the exception of point 8. In proposal of optimized network project it is supposed that aklie

TABLE I.

Proposed admissible interpolation errors (E) *and corresponding mean distances and differences of heights above sea level of stations* (d) *for measurements of diurnal air temperature* (T_m), *minimum diurnal air temperature* (T_{min}) *and diurnal precipitation totals* (R) *in individual regions of Slovakia, especially for data determined for elaboration of climatological and operative meteorological information, (H – mountains; V – hill countries; N – lowlands; 1, 2, 3 – economic importance of the regions)*

Region	Data for regime meteorological information					
	T_m		T_{min}		R	
	E, °C	d, km/m	E, °C	d, km/m	E, %	d, km
H	1.0	13 /400	1.2	13 /350	60	10
V_1	1.0	13 /400	1.2	13 /350	60	10
V_2	0.9	7.5/330	1.1	10 /280	55	7
V_3	0.8	5 /270	1.0	7.5/200	50	3
K_1	1.0	13 /400	1.2	13 /350	60	10
K_2	0.9	7.5/330	1.1	10 /280	55	7
K_3	0.8	5 /270	1.0	7.5/200	50	3
N_1	0.7	50	0.9	28	50	20
N_2	0.6	30	0.8	17	45	15
N_3	0.5	19	0.7	13	40	11

Region	Data for operative meteorological information					
	T_m		T_{min}		R	
	E, °C	d, km/m	E, °C	d, km/m	E, %	d, km
H	1.5	80/900	1.5	30 /600	70	30
V_1	1.5	80/900	1.5	30 /600	70	30
V_2	1.3	40/700	1.3	18 /450	65	18
V_3	1.0	13/400	1.0	7.5/200	60	10
K_1	1.2	28/600	1.2	13 /350	65	18
K_2	1.1	18/500	1.1	10 /280	60	10
K_3	1.0	13/400	1.0	7.5/200	55	7
N_1	0.7	50	0.9	28	50	20
N_2	0.6	30	0.8	17	45	15
N_3	0.5	19	0.7	13	40	11

demands on meteorological data and information the territorial distribution of stations is also irregular. The density for different regions ought to be determined by taking into account the admissible interpolation error according to the structure given in *Table* I, with the exception of fixed stations with long observation series and special stations.

Let's divide the territory of Slovakia into 4 regions according to morphology: *a)* mountains, *b)* hill countries, uplands, *c)* hollows, *d)* lowlands, lower hill countries and lowland hollows. Let all mountain regions have the same national economic importance and in the other regions let select three subregions according to the national economic importance so, that there will be an increase of 100% in transition from one to another.

To secure measurements from technical-organization point of view, proposal of admissible interpolation error has been made with regard to the demands of users, as well as with regard to the possibilities of the meteorological service.

It should be noted that in hollows of Slovakia and in orographically complex terrain the variation of interpolation error as a function of the distance of stations, is substantially different from that calculated for open plain. Thus, in the case of the same interpolation error the mean distance of stations in hollows is 5 to 10 times smaller than in open plain. As we mentioned in the project proposal the density of station network, mainly in economically important hollows and hill country regions should be increased, at the expense of lowering of density of stations in lowlands.

5. Conclusion

Results of meteorological station network optimization on the territory of Slovakia demonstrate by an objective way that the regular distribution of the stations in the network must be given up. Optimized network should have irregular density of stations in dependence on the complexity of geographic and social-economic conditions. This is confirmed objectively by the relation between the value of interpolation error and the distance of stations. For obtaining this result the potential demands of users of meteorological information, based on questionnaire, were taken into account.

The present elaboration of temperature characteristics and precipitation confirms that for precipitation the network must be denser than for temperature. To reach the accuracy needed for precipitation measurements in economically important lowlands during summer, the development of remote sensing methods seems to be necessary.

Besides the networks for temperature and precipitation observations, in frame of the present research task the optimization of agrometeorological and phenological networks were also studied and similar results were obtained.

The results presented in this paper make it possible to improve the methods for the control of observational data and raise new views how to use meteorological information in the practice.

REFERENCES

Czelnai, R., Dési, F. and *Rákóczi, F.*, 1964: Determination of the rational density in a temperature observing network. *Időjárás 68*, 65–71.

Drozdov, O. A. and *Shepelewskij, A. A.*, 1946: Teorija interpoljacii v stochasticeskom pole meteorologičeskiych elementov i jejo primenenije k voprosam meteorologičeskich kart i racionalizaciji seti. *Trudy NIU GUGMS*, serija 1, *13*, 65–115.

Gajar, B. and *Lapin, M.*, 1986: Projekt optimalizovanej siete meteorologickych, stanic SHMÚ. *Meteorologické zpávy 39*, (in print).

Gajar, B. and *Matejka, F.*, 1986: Problematika stanovenia disperzie náhodnych chýb výsledkov merani vybraných meteorologickych prvkov. *Meteorologické zprávy 39*, (in print).

Gajar, B. and *Zeman, V.*, 1985: Problematika racionalizácie siete staníc na meranie teploty vzduchu na území SSR. *Meteorologické zprávy 38*, 41 – 49.

Gandin, L. S., 1970: *The planning of meteorological station networks*. WMO No. 111, Geneva.

Hrubeš, P. and *Briedoň, V.*, 1958: Návrh na novú organizaciu staničnej siete poveternostnej služby Hydrometeorologického ústavu. In: *Sborník dokumentu z IV. celostátní meteorologické konference*. HMÚ, Praha.

Kagan, R. L., 1972: Planning the spatial distribution of hydrometeorological stations to meet an error criterion. In: *Casebook on hydrological network practice*. WMO No. 324, Geneva.

Lapin, M., 1985: Potencialne požiadavky na pozorovacie siete meteorológie a klimatológie v SSR. *Meteorologické zprávy 38*, 35 – 41.

Zachariev, V., 1975: O racional'nom razmeščeniji meteorologičeskich stancij v Bolgariji. *Időjárás 75*, 196 – 200.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 5. szám, 1987. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 5. Sep – Oct 1987, Budapest

Természetes időjárási szakaszok elkülönítése clusteranalízissel

FERENCZY ANTAL és TŐKEI LÁSZLÓ, *Kertészeti és Élelmiszeripari Egyetem, 1502 Budapest, Pf. 53.*

The adaptation of the Cluster-analysis for the separation of natural weather periods. We apply Cluster-analysis for grouping elements of object mass by their similarity with the elements having a strictly natural sequence. The objects of the research were the days of the year which were characterized by the deduced parameters of the daily temperature and the daily precipitation data. The natural periods can be determined by Cluster-versions in which we took the different number of the parameters into consideration while had to keep in view meteorological knowledge too. The main target of this work is to draw attention to the problems of Cluster-analysis adaptation when data are in strictly chronological order, and to publish only the experiences of the concrete analysis. The paper contains a method of qualification of Cluster-analysis adaptation.

*

Természetes időjárási szakaszok elkülönítése clusteranalízissel. A clusteranalízist, a szokástól eltérően, szigorú természetes sorrenddel bíró objektum-együttes elemeinek hasonlósági alapon történő csoportosítására alkalmaztuk. A vizsgálat tárgyát az év napjai alkotják, amelyeket azonos számú, a hőmérsékleti és csapadékadatokból levezetett paraméterrel jellemeztük. A természetes szakaszok elkülönítése a különböző clusterváltozatok eredményeire alapozva, a szakmai ismeretek szem előtt tartásával elvégezhető. Jelen tanulmány legfőbb célja azonban nem a végproduktum, azaz a kapott időjárási szakasz-rendszer elemzése, hanem az, hogy a clusteranalízis idősorokra történő alkalmazásának problémáira felhívja a figyelmet, és az elvégzett konkrét elemzésekből leszűrhető tapasztalatokat, az idősorokra vonatkozó clusterrendszerek minősítésének egy lehetséges módszerével együtt, közreadja.

*

Bevezetés. A sok paraméterrel jellemezhető meteorológiai objektumok elemzésének egyik lehetséges módja a valamely jól definiálható hasonlósági mérőszám alapján történő csoportosítás, a típusalkotás. Így egyetlen számértékre vagy egy vektor n-esre redukáljuk a változók számát. A típusalkotás, és az ezzel szorosan összefüggő analógiakeresés a meteorológiában igen gyakorta használatos módszer. Korábban a vizualitásra alapozott hasonlóság szolgált elsődlegesen a makroszinoptikus típusok meghatározására (*Hess* és *Brezowsky*, 1952; *Péczely*, 1955, 1961). Napjainkban széleskörűen alkalmazzák a clusteranalízist, mint objektív típusalkotó módszert. Elterjedését számos kül- és belföldi példa bizonyítja: *Nyikolajev*, 1976; *Gulyás*, 1977; *Gulyás* et al., 1977; *Gadgil* és *Iyengar*, 1980; *Tutsek*, 1983.

Idősorok elemeinek összefüggő egységeket alkotó clusterekre bontására azonban ezideig még nem alkalmazták az eljárást. A clusteranalízis ilyen célú alkalmazásának nehézsége abban rejlik, hogy egymást követő napokból álló természetes időjárási szakaszokat kellett a módszer segítségével elkülöníteni, mégpedig úgy, hogy a felhasznált időjárási paraméterek függvényében a leginkább hasonló napok hosszabb-rövidebb sorozatait kapjuk meg. A módszer a ha-

gyományos értelemben nem szolgáltat véglegesnek tekinthető clusterrendszert. Az eredmények azonban alapul szolgálhatnak objektívebb, és ami nagyon fontos, a korábbiaknál komplexebb elemzésnek. Ebben a vizsgálatban az objektumok együttesét az év napjai alkották. Az elemzés bázisa a napi középhőmérsékletnek és a csapadék napi összegeinek a Központi Meteorológiai Intézetben 1871—1970 folyamán mért, s belőlük számított sorozata.

Jelen tanulmány feladata elsődlegesen az, hogy a clusteranalízis idősorokra történő alkalmazásának tapasztalatait ismertesse. A feldolgozás tárgyát képező adatanyagon végrehajtott konkrét elemző munka eredményei, azaz az egyes szakaszok jellemzése, jelentős terjedelménél fogva, messze meghaladja e cikk kereteit, így ennek közlésére nem térhetünk ki.

1. Az év napjainak jellemzésére szolgáló paraméterek

A clusteranalízis szerkezetéből következik, hogy az osztályozás alapegységeit, jelen esetben az egyes napokat, azonos számú paraméterrel jellemezzük. Induljunk ki abból, hogy kezdetben az év minden napja önálló csoportot alkot. A csoportok sorszámát jelöljük i-vel. Az i-edik nap ismérvei a következők:

$\bar{t}_i$ — az i-edik nap 100 év alapján számított középhőmérséklete;

s_{t_i} — az i-edik nap középhőmérsékleteinek szórása;

$\bar{I}_A^i$ — az i-edik napi interdiurnus-változások algebrai összegének egy napra jutó hányada;

$R_i = a_{i+}/a_{i-}$ — a pozitív és negatív irányú interdiurnus-változások gyakoriságainak aránya;

d_i — az i-edik napon kezdődő csapadékos időszakok átlagos hossza napokban;

P_i — a 100 év során az i-edik sorszámú napon hányszor volt csapadék.

A napi középhőmérsékletek átlagának ($\bar{t}_i$) számításba vételét egyrészt a szakasz-középhőmérsékletek megállapítása tette szükségessé, másrészt ilyen módon zárhattuk ki, hogy egymástól irreálisan távol eső napok azonos csoportba kerüljenek.

A középhőmérsékletek szórása (s_{t_i}) a hőmérséklet átlagértékével együtt a napi középhőmérsékletek eloszlását jellemzi. E paraméter egyúttal a hőmérséklet stabilitásának évi menetét is visszatükrözi.

A valódi interdiurnus-változások napi középértékei ($\bar{I}_A^i$) az egymást követő napok középhőmérsékletei közötti kapcsolatot jellemzik. Valódi interdiurnus-változáson a légkör nélkülinek feltételezett Föld felszínére érkező sugárzás évi menetét leíró függvény transzformálásával nyert fiktív hőmérséklet-menethez viszonyított napi középhőmérséklet-változásokat értjük.

Az ilyen módon konstruált elméleti hőmérséklet-menet görbével sikerült kiszűrni azt a hibát, hogy a hőmérséklet-változásokat a mért adatokból levezetett görbéhez viszonyítsuk, amely már természeténél fogva magán viseli az anomáliákat okozó, rendszeresen visszatérő légköri jelenségek hatását (*Tőkei*, 1984). A módszer további előnye, hogy kidomborítja a valóban természetes tendenciákat. A hőmérsékleti napi közepek kvázi egyenlősége u. i. nem feltétlenül jelenti az adott napok hasonlóságát is. Sőt ezzel az év nagyobbik részében (főleg az átmeneti évszakokban) éppen ellentétes értelmű.

R_i kifejezésre juttatja azt, hogy az adott napon milyen arányban számíthatunk meleg, illetve hideg advekcióra. Az interdiurnus-változás paraméterével

együtt arra is rámutat, hogy a hőmérsékletváltozás mértéke tekintetében melyik advekció-típus a meghatározó.

Az ötödik paraméter (d_i) arra világít rá, hogy az év során az egyes napokon induló csapadékos időszakok mennyire markáns jelenségek. Ezen keresztül – az időjárási szakaszok kijelölésére alkalmazva –, az időjárás csapadékossá válásának jellemzésére szolgál. Fogalmazhatunk úgy is, hogy e paraméter rámutat azokra az időszakokra, melyek a leghosszabb csapadékos periódusok kiinduló pontjai.

Az utolsó, hatodik paraméter (P_i) az előzővel rokonértelmű, amennyiben az adott nap csapadékosságra való hajlamát fejezi ki. Itt azonban nem voltunk tekintettel arra, hogy a vizsgált nap előtti napokon is volt-e csapadék vagy sem, csupán a csapadék ténye érdekelt bennünket. Mivel a megfigyelések száma $N = 100$, ebből következik, hogy a gyakorisági értékek százalékban kifejezett valószínűségekként is felfoghatók.

2. *Az időjárási szakaszok elkülönítése clusteranalízissel*

A clusteranalízis konstrukciójának megfelelően jelöljük x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, x_{4i}, ... x_{6i}-vel az i-edik csoport megfelelő ismérveinek csoportátlagát ($i = 1, \ldots, M$; ahol M a csoportok számát jelenti), (*Anderberg*, 1973; *Gulyás*, 1981). Kiinduláskor az x_{ji} ismérvek ($j = 1, \ldots, 6$) az egyes napokhoz hozzárendelt, az előzőkben felsorolt hat paraméterrel azonosíthatók.

Definiáljuk két csoport eltérését a következő egyenlőséggel:

$$e_{ij} = \frac{n_i n_j}{n_i + n_j}[(x_{1i} - x_{1j})^2 + (x_{2i} - x_{2j})^2 + \ldots + (x_{6i} - x_{6j})^2],$$

ahol n_i az i-edik, n_j a j-edik csoport elemeinek számát jelöli. Az e_{ij} mennyiségek definíciójuk szerint szimmetrikus mátrixot alkotnak ($e_{ij} = e_{ji}$), amelynek a főátlójában 0-ák állnak (A):

$$A = \begin{bmatrix} 0 & e_{12} & e_{13} & \cdot & \cdot & \cdot & e_{1M} \\ e_{21} & 0 & e_{23} & \cdot & \cdot & \cdot & e_{2M} \\ e_{31} & e_{32} & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & e_{3M} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & & & & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ e_{M1} & e_{M2} & e_{M3} & & & & 0 \end{bmatrix};$$

ahol M jelenti a csoportok pillanatnyi számát.

A módszer ezek után a következő. Válasszuk ki azt a két csoportot, amelynek az eltérés-mérőszáma a legkisebb. Egyesítsük ezt a két csoportot a kisebb indexű csoport helyén. Tegyük fel, hogy jelen esetben $i < j$. Így tehát az új, i-edik csoportba már két nap tartozik ($n_i = 2$). Az új csoport megfelelő paramétereinek csoportátlagait súlyozott átlagszámítással határozzuk meg:

$$x'_{1i} = \frac{n_i x_{1i} + n_j x_{1j}}{n_i + n_j},$$

$$\vdots$$

$$x'_{6i} = \frac{n_i x_{6i} + n_j x_{6j}}{n_i + n_j};$$

ahol i és j az egyesített csoportok indexe, a vesszős jelzés pedig arra utal, hogy ezek már az új, egyesítés utáni i-edik csoport átlagai.

Az összevonás elvégzése után az eredetihez képest eggyel kevesebb lesz a csoportok száma. Így a csoporttávolságokat újra kiszámolva, már eggyel alacsonyabb dimenziójú eltérés mátrixot kapunk

$$A = [e_{ij}]_{i,\,j=1,\ldots,\,M-1}$$

A következő lépésben ismét összevonjuk a legkisebb eltérés-mérőszámot adó két csoportot, majd az eljárást elölről kezdjük.

Ha a program futását nem szabályoznánk, végül ahhoz az abszurd helyzethez jutnánk, hogy minden napot egyetlen csoportba sorolunk. Ezt elkerülendő, a programot úgy szerveztük, hogy a számítógép bizonyos csoportszám elérésekor álljon le az algoritmus folytatásával és írja ki a csoportokat, jellemző paramétereikkel együtt.

Az algoritmus szabályozásának alapjául az az éghajlattani törvényszerűség szolgált, amely szerint hazánk időjárásában öt – hét napos ciklikusság érvényesül (*Bacsó*, 1959). Ez a szakaszosság statisztikailag igazolható realitás, a periódusok hossza azonban évszakonként nagyon különböző lehet. Ennek ellenére a hatnapos időtartam átlagos szakaszhosszként egész évre vonatkoztatható. Ezzel a feltételezéssel élve, az év 366 napja 366/6 = 61 ilyen természetes ciklust foglalhat magában. Ez jelentette az egyik támpontot a program szervezésekor.

A feladat megoldása szempontjából az összevonások sorrendisége is igen fontos információ, mert ez egyúttal a hasonlóság mértékének egyféle rangsorát jelenti.

Az imént leírtak indokolták azt, hogy végül is az algoritmust a 100-, 80-, 60-, 40-, 20-as csoportszám elérésekor leállítottuk, és a csoportok elemeit, valamint a csoportátlagokat kiírattuk.

A természetes szakaszok elkülönítését két lépésben hajtottuk végre: az évet 20 – 20 napos átfedéssel két, egyenként 200 napos egységre bontottuk, és a csoportosítást külön-külön végeztük el. Ezáltal nagymértékben csökkent a felhasznált gépidő, és ílymódon azt is elkerülhettük, hogy egymástól nagyon távoli – esetleg különböző évszakokhoz tartozó – napok egy csoportba kerüljenek.

A csoportosítást standardizált adatokkal végeztük, de azért, hogy elkerüljük az igen távoli napok összevonását, szükségessé vált valamelyik paraméter eredeti formában történő bevitele. A választás – kifejezett évi menete miatt – a hőmérséklet adatsorára esett, ez töltötte be a „vezérparaméter" szerepét. Választásunkat nem csupán a hőmérséklet évi amplitúdója és viszonylag kiegyenlített menete indokolta, hanem az is, hogy a hőmérséklet, mint éghajlati elem, kiemelkedő jelentőségű, a sugárzás és a csapadék mellett a legjellemzőbb éghajlatminősítő adat.

Sok információval szolgált az a módszer is, amelynek alkalmazásával az osztályozási eljárást négy alapadat-bázis kombináción is végrehajtottuk. Ezek a kombinációk a következők voltak:

1. A szakaszok elkülönítését a hőmérséklet két legjellemzőbb ismérvére ($\bar{t}_i$; s_{t_i}) alapoztuk.
2. Csak az első három adatsor ($\bar{t}_i$; s_{t_i}; $\bar{I}_A^i$) alapján végeztük el az osztályozást.
3. A csapadékra vonatkozó utolsó két paraméter (d_i; P_i) elhagyásával, kizárólag hőmérsékletre vonatkozó négy ismérvet vontunk be az analízisbe.
4. Valamennyi felsorolt paramétert bevontuk az analízisbe.

Ennek az eljárásnak legfőbb eredménye abban nyilvánult meg, hogy tanulmányozhattuk az újabb és újabb paraméter bevonásának hatását a szakasz helyzetére, illetve hosszúságára.

Tapasztalatunk szerint az alapadat-bázis bővítése a szakaszok 70%-át érintette, a csoportok struktúrája jelentősen megváltozott.

3. A clusterváltozatok minősítésének módja

Azért, hogy ezeknek a futtatási változatoknak az eredményeit, a kialakult csoportok homogenitásának alakulását számszerűsíthessük, bevezettük a J_k^l-lel jelölt, „jósági" tényezőnek nevezett mennyiséget, amelyet a következő egyenlőség definiál:

$$J_k^l = \frac{M_k^l - V_k^l}{M_k^l - m_k^l};$$

ahol: V_k^l jelenti a csoportok (szakaszok) legnagyobb és legkisebb sorszámú napjai közötti távolságok összegét, azaz:

$$V_k^l = \sum_{i=1}^{k} (m_i - n_i);$$

ahol i a csoportok indexe (sorszáma); m_i, ill. n_i a csoport legnagyobb, ill. legkisebb sorszámú napjainak természetes kódja ($1 \leqq m_i, n_i \leqq 367$);

m_k^l – adott l elem esetén, k csoportot képezve egyenlő a V_k^l értékek minimumával;

M_k^l – adott l elemet k csoportba sorolva egyenlő a lehetséges V_k^l értékek maximumával ($m_k^l \leqq V_k^l \leqq M_k^l$).

Bizonyítható, hogy l elemet k csoportba sorolva ($k \leqq l$)

$$m_k^l = l - k,$$

illetve $$M_k^l = k(l-k).$$

A jósági tényezőre a definíció értelmében fennáll, hogy $0 \leqq J_k^l \leqq 1$, és minél közelebb áll egyhez, annál jobb a csoportosítás, mivel a csoporton belül az elemsorban egyre kevesebb a szakadás. Ilyen módon a J_k^l mennyiségek alkalmasak a clusterváltozatok minősítésére. Az egyes kombinációkra adódó J_k^l értékeket az *I. táblázat* tartalmazza.

I. TÁBLÁZAT

Az egyes clusterváltozatok J_k^l értékei

Csoportszám	6 változós	4 változós	3 változós	2 változós
100	0,89	0,90	0,96	0,96
80	0,87	0,89	0,96	0,96
60	0,84	0,87	0,96	0,96
40	0,80	0,84	0,96	0,96
20	0,74	0,79	0,97	0,96

A táblázat adataiból kitűnik, hogy a hőmérsékletre vonatkozó első három változóra elvégzett osztályozás, a clusterek számától függetlenül, igen egységes clusterrendszerhez vezetett. A negyedik (R_i) változó bevonása az analízisbe már

a legnagyobb (100-as) csoportszám esetében is sokat rontott a csoportok összefüggőségén. A clusterek számának csökkenésével a J_k^1 értékek exponenciális jellegű csökkenést mutatnak. Az újabb két változó (d_i, P_i) bevitele az előzőkhöz képest már csak jelentéktelenebb torzulást eredményezett a clusterek homogenitásában, a csoportszámmal való csökkenés jellege azonban megmaradt. Következésképpen a felhasznált hat változó közül az interdiurnus-változások gyakoriságainak aránya a legingadozóbb, a legkevésbé ennek van határozott évi menete.

Arra a kérdésre, hogy a J_k^1 tényező mely értékei esetén tekinthetünk egy osztályozást feldolgozásra alkalmasnak, egzakt választ adni lehetetlen, mivel minden változat hordoz magában értékes információt. Tapasztalatunk szerint, és a meteorológiai-szakmai megfontolások alapján is azt mondhatjuk, hogy egy osztályozás már igen jól értékelhető, ha $J_k^1 \geqq 0{,}95$.

Amint a táblázatunkból is kiolvasható, a megadott $J_k^1 \geqq 0{,}95$ kritériumnak a hat- és a négyváltozós cluster-változat nem tesz eleget. Ennek ellenére ezek mégsem tekinthetők használhatatlannak, mert:

– Ezek a változatok maguk is rávilágítottak néhány olyan, a csoportelemek közötti igen szoros összetartozásra, kapcsolatra, amelyek a szakaszok végleges rendszerének megállapításakor segítségünkre voltak.

– Az eljárással kideríthető volt, hogy mely elemek okozzák leginkább a szakaszok szakadásos jellegét (csapadékos nap gyakorisága, a pozitív és negatív irányú interdiurnus-változások aránya).

– Kidomborították a csapadéknak a szakasz-alkotásban betöltött szerepét. Néhány esetben éppen ezeknek a cluster-változatoknak a felhasználásával volt lehetséges az egyébként homogénnek tűnő hosszú szakaszok több egységre bontása.

Természetesen a cluster-változatoknak az előzőkben definiált J_k^1 tényezővel történő minősítése csak abban az esetben értelmezhető, ha az osztályozni kívánt elemeknek szigorú természetes sorrendjük van. Ez a feltétel esetünkben értelemszerűen teljesül, mivel egymást követő napokról van szó, és a szakaszok képzésekor megköveteljük, hogy ezek egymást szakadásmentesen követő napok sorozatai legyenek.

4. A clusteranalízis klimatológiai alkalmazásának tapasztalatai

A clusteranalízis alkalmazásával kapcsolatos tapasztalatainkat a következőkben foglalhatjuk össze:

– Az eljárás alkalmas természetes sorrenddel bíró halmazok (idősorok) osztályozására is, ha biztosítani tudjuk az algoritmus szabályozását, például egy jól megválasztott vezérparaméter beiktatásával.

– Célszerű a vezérparamétert standardizálás nélkül, természetes egységekben szerepeltetni a változók között. Sok esetben a természetes sorrend szerint egymástól távoli elemek egy csoportba sorolásának is lehet reális, fizikai alapja. Ilyenkor azonban elengedhetetlen az alapos szakmai mérlegelés.

– A kizárólag standardizált értékekre alapozott analízis is rávilágíthat bizonyos ciklikus jelenségekre. (Ilyennel magunk is találkoztunk: a hatváltozós osztályozás, főleg a késő tavaszi időszakban, szolgáltatott olyan csoportot, amelynek elemei között rendre 6 nap különbség volt.)

– Periódikus változókat is magában foglaló elemek csoportosításakor célszerű az osztályozást részletekben elvégezni. Mégpedig úgy, hogy az elemszámtól és a periódushossztól függő átfedéssel, félperiódusú egységekben történjék a feldolgozás.

Ennek az eljárásnak természetesen csak akkor van értelme, ha a félperiódus hossza ($\lambda/2$) sokszorosa a kívánt átlagos h szakaszhossznak, azaz $h \ll \lambda/2$.

– Az is ajánlható továbbá, hogy a kívánt szakasz-számnál több, ill. az annál kevesebb csoportot tartalmazó felbontásokat is vizsgáljuk meg. Ezen keresztül az összetartozás szorossági sorrendjére deríthető fény.

5. Következtetések

Az előző részben megfogalmazott tapasztalatok figyelembevételével a clusteranalízis alkalmazható idősorok egyidejű, komplex elemzésére. Így a bemutatott vizsgálati módszer az éghajlatkutatás eszköztárának egy újabb elemeként fogható fel. Az eljárás alkalmas az időjárási rendszerek, és ezen belül kiemelten a szingularitások feltárására. Ennek révén hasznos eszköze lehet az éghajlatok összehasonlításának is.

Az elmondottak egyúttal arra is rámutatnak, hogy a módszer milyen módon fejleszthető tovább. Az előrelépés legkézenfekvőbb módja az lehet, hogy a komplexitás kiteljesítése érdekében növeljük a vizsgálatba bevont meteorológiai elemek számát. A kutatás térbeli kiterjesztése révén a meteorológia több területén alkalmazható ismeret birtokába juthatunk.

IRODALOM

Anderberg, M. R., 1973: *Cluster analysis for applications.* Academic Press, New York, London.

Bacsó N., 1959: *Magyarország éghajlata.* Akadémiai Kiadó, Budapest.

Gadgil, S. and *Iyengar, R. N.*, 1980: Cluster analysis of rainfall stations of the Indian peninsula. *Quart. J. R. Met. Soc. 106*, 873–886.

Gulyás O., 1977: Az analógia fogalma és felhasználása típusok képzésére I. rész. *Időjárás 81*, 11–18.

Gulyás O., Légrády G. és *Szlachányiné Bartholy J.*, 1977: Az analógia fogalma és felhasználása típusok képzésére II. rész. *Időjárás 81*, 346–351.

Gulyás O., 1981: Fejezetek a matematikai statisztika meteorológiai alkalmazásaiból. *Meteorológiai Tanulmányok No. 34.* OMSZ Budapest.

Hess, P. und *Brezowszky, H.*, 1952: *Katalog der Grosswetterlagen Europas.* Berichte des Deutschen Wetterdienstes 33. Bad Kissingen.

Nyikolajev, J. V., 1976: *Klasszifikacija gidrometeorologicseszkih processzov sz pomosju EVH.* Gidrometeoizdat, Leningrad.

Péczely Gy., 1955: A makroszinoptikus helyzetek tipizálása Magyarország számára. *Időjárás 59*, 212–217.

Péczely Gy., 1961: *Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése.* OMI Kisebb Kiadványai 32, Budapest.

Tőkei L., 1984: Az évi időjárás természetes szakaszai Magyarországon. *Egyetemi doktori értekezés.* ELTE TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest.

Tutsek E., 1983: Szélmezőtípusok előállítása clusteranalízissel. *Időjárás 87*, 38–51.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 5. szám, 1987. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 5. Sep – Oct 1987, Budapest

Kísérlet automatizált meteorológiai mérőhálózat kifejlesztésére Magyarországon

MEZŐSI MIKLÓS és SIMON ANTAL, *Országos Meteorológiai Szolgálat, H–1525 Budapest, Pf. 38.*

Experiment for developing an automated meteorological measuring network in Hungary. The authors review the historical background of the automation of meteorological observations, especially the efforts accomplished by the Hungarian Meteorological Service in this field. In the last years it became possible to realize a microcomputer-based meteorological measuring system, financially supported by the National Board for Technical Development, with the active co-operation of the GAMMA Works as potential manufacturer, the Budapest Technical University and the Meteorological Service. The paper deals with the general requirements of the project entitled as „METEOR-2" as well as the hardware and software components of the system. The authors present the result of a long-term comparison of the new sensors with the conventional types, aiming to ensure consistency between historical data sets and those of obtained by new sensors. A successful attempt was made during the project to automate the generation of certain codes in the present and past weather groups of the synoptic reports, too. The operational experiences of the new system are rather favourable, except its technical reliability which needs further improvement.

*

Kísérlet automatizált meteorológiai mérőhálózat kifejlesztésére Magyarországon. A szerzők bevezetőben áttekintik a meteorológiai megfigyelések automatizálásának történelmi előzményeit, majd részletezik az Országos Meteorológiai Szolgálatban végzett automatizálási munka főirányait és eredményeit. Az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság támogatásával, a GAMMA Művek fővállalkozásában, továbbá a Budapesti Műszaki Egyetem és az OMSZ aktív szakmai részvételével az elmúlt években lehetőség nyílt mikroszámítógépre alapozott meteorológiai mérőrendszer megvalósítására. A dolgozat ismerteti a fejlesztéssel szembeni általános követelményeket, valamint a METEOR-2 elnevezésű berendezés hardware és software rendszerét. A vizsgálatok kitérnek az érzékelők részletes értékelésére, figyelembevéve, hogy a továbbra is homogén adatsorok érdekében az új típusú mérőeszközök adatai és a történeti adatsorok között konzisztenciát kell biztosítani. A szerzők sikeres kísérletet tettek a jelen- és elmúlt időjárás egyes kódjainak automatizált előállítására is. A kísérleti mérőhálózat üzemeltetési tapasztalatai többnyire pozitív eredményt adtak, kivéve a berendezések megbízhatóságát, ami még tökéletesítésre szorul.

*

Bevezetés. Az elmúlt két évtizedben a világszerte fokozódó törekvés a felszínbázisú meteorológiai megfigyelések minél szélesebb körű automatizálása iránt távoli előzményekre nyúlik vissza. Az 1874-ben Párizsban rendezett Világkiállítás egyik szenzációja a holland *Buys-Ballot* és *Olland* által kifejlesztett *telemeteorográf* (*Snellen*, 1896) volt. A bemutatott berendezés az 560 km-re levő Mont Blanc csúcsán mért időjárási adatokat a kiállítás területén folyamatosan regisztrálta. Az adatátvitel egyetlen érpáron bonyolódott le.

Az Olland-készülék előzményei között említhető az első *regisztráló meteorográf*, amelyet *Changeux* és *Ons-en-Bray* 1780-ban készített még teljesen mechanikus elven. Az elektronika és a távközlés fejlődése a múlt század hatvanas éveiben új utat nyitott. Ezt felismerve elsőként 1867-ben az olasz *Secchi* Párizsban bemu-

tatott egy *univerzális meteorográfot*. Ez azonban olyan bonyolult és költséges műszer volt, hogy gyakorlati alkalmazásra nem kerülhetett.

A későbbi évek során számos hasonló kísérlet történt. A fentebb már említett Olland továbbra is fontos szerepet játszott. Rajta kívül távjelző meteorológiai műszereket konstruált ebben az időszakban a svéd *Thorell* és *Sörrensen* 1871-ben, a belga *Van Rysselberghe* 1875-ben, valamint az olasz *Cerebotani* 1888-ban. Különösen említésre méltó, hogy Van Rysselberghe a technikai lehetősége láttán 1882-ben javaslatot tett a Nemzetközi Meteorológiai Bizottságnak (a WMO elődjének), hogy minden ország építsen ki *telemeteorográf* hálózatot egy nemzeti központtal és a központok cseréljék ki adataikat. Ez a nagyszabású és előremutató terv a mai *World Weather Watch* globális megfigyelő rendszerének egyik előhírnöke volt (*Kleinschmidt*, 1935).

A rádiós, szárazföldi automata meteorológiai állomások gondolatát a Szovjetunióban 1928-ban rendezett 2. Poláris Konferencián *Molcsanov* vetette fel. Az általa tervezett automata állomások 1930–31-ben kezdték sugározni az időjárási táviratokat a Pamír-fennsíkról és a Ferenc József-földről.

A II. világháború idején a német haditengerészet úszó időjárási bójákat használt az aktuális időjárási elemek mérésére az Atlanti óceánon. Az Egyesült Államokban az első automatizált mérőhálózatot a hurrikánok figyelésére 1945-ben telepítették, egyidőben az Ontario-tóra kihelyezett úszó bójákkal.

A WMO 1977-ben közzétett statisztikája szerint a tagállamok 55 féle, különböző típusú, összesen 2300 db állomásról, automatizált mérőhelyről nyertek időjárási információt telemetriával. Ezidőben a Szovjetunióban 470, az Egyesült Államokban 370 automata állomás üzemelt.

Az elmúlt évtizedben több európai szolgálat helyezett üzembe komplett, igen fejlett technikára épített automatizált mérőhálózatot. A nevezetesebbek: ANETZ (Svájc), PROMIS (Svédország), METEODAT-S (Ausztria), továbbá Angliában a WÄISÄLÄ-cég szinoptikus állomásaiból álló hálózat stb. Kanadában jól működik a READAC, az USA-ban pedig többféle gyártmányú mezo-hálózat. A felsorolt típusok természetesen kereskedelmi forgalomban is kaphatók.

A fejlesztések történetét áttekintve, a legutóbbi időpontig négy automata meteorológiai állomás-generációt lehet megkülönböztetni (*Höhne*, 1986; *Höhne* et al., 1986).

Az *első generációba* sorolhatók a tisztán mechanikus elemekből kialakított rendszerek, amelyekhez azonban már elektromechanikus egységek is tartoztak.

A *második generációban* elektromos reléket és léptetőmechanikai egységeket alkalmaztak. A fejlesztés ezen iránya az ötvenes évek végét jellemezte.

A *harmadik generációs* rendszerek már germánium, vagy szilícium bázisú diszkrét félvezető elemeket tartalmaztak. Egy későbbi fázisban ugyanezen kategórián belül megjelentek az alacsony és közepes integráltságú félvezető áramkörök is, de ezen elemek érzékenysége a környezeti hőmérsékletre és a külső mágneses térre komoly problémát jelentett. Az ilyen elemekből épített berendezéseket a hatvanas évek közepéig alkalmazták.

A jelenlegi, *negyedik generációs* automata meteorológiai állomások, állomásrendszerek, illetve -hálózatok fejlesztésére a programozható mikroszámítógépek célfelhasználása a jellemző. A korábbiakhoz képest a berendezések új eleme a software széleskörű alkalmazása. Ezáltal a berendezésekben számos folyamat párhuzamosan működtethető, így e műszerek az azonnali, vagy korábbi mérési adatokon kívül már előfeldolgozott információt is előállítanak és az emberi mérő-észlelő tevékenység egyes komplexebb folyamatait is utánozni tudják.

Alkalmazás tekintetében az automata meteorológiai állomások két fő típusa különböztethető meg:

– a *real-time*, vagyis azonnali-, egyidejű hozzáférésű állomások és
– a *non real-time*, nem egyidejű adatfelhasználást lehetővé tevő állomások.

Az első kategóriába a szinoptikus, a repülőtéri és a felügyeleti célú állomások, míg a másodikba az éghajlati és kutató állomások sorolhatók.

Hazai előzmények

Az Országos Meteorológiai Szolgálaton belül már a hatvanas évek legelején intézkedések történtek az automatizálás megvalósítására. Létrehoztak olyan szervezetet is, amelynek fő feladata volt a műszerkonstrukció (*Mezősi*, 1963; 1965).

1963-ban tanulmány készült automatikus szélmérő hálózat felállításának meteorológiai kérdéseiről a Balaton körzetében (*Czelnai* et al., 1963). E dolgozat szerint a balatoni viharjelzés lokális, real-time szélinformációt nemcsak tájékoztatási és előrejelzési céllal igényli, hanem azért is, hogy alap legyen a kiadott riasztások pontosabb verifikálására. Az elképzelés több lépésben valósult meg; 1964-ben elkészült az *első távjelző szélmérő műszer*, amely a nyári félévben Balatonfüredről Siófokra folyamatosan sugározta rádión a pillanatnyi széladatokat (*Barát*, 1972; *Bereczky*, 1972; *Szűcs*, 1964; 1968). Ez a műszer 1974-ig volt üzemben, majd átadta helyét a hat állomásból álló balatoni távszélmérő rendszernek, amely azóta is minden évben májustól szeptember végéig üzemel (*Galló* és *Mezősi*, 1971; *Mezősi*, 1972). Ez a rendszer további fejlesztés alatt áll, részben azért, hogy a szélparamétereken kívül más meteorológiai elemek rendszeres automatikus mérése is lehetővé váljon. Másrészt a tó partvonalától távolabb a távjelző állomásoknak egy második gyűrűje kerülne kiépítésre. E munkával egyidejűleg érzékelők és elektronikus jelfeldolgozó áramkörök fejlesztése is megindult (*Czelnai*, 1964; *Czeiner*, 1972; *Czeiner* és *Major*, 1974), melynek során pl. albedo regisztráló műszer készült (*Mezősi* és *Simon*, 1967).

A célautomaták egy másik válfaja az időjárási radarok kvantitatív hitelesítésére tervezett referencia távjelző csapadékmérő hálózat volt. A nyilvános telex-hálózaton elérhető automatizált csapadékmérő fejlesztése 1975-ben kezdődött meg, s az első konkrét csapadék távmérési kísérletre 1980 tavaszán került sor. A mérőérzékelő a *Hellmann* mechanikus csapadékíróból fejlesztett elektromechanikus átalakító volt (*Mezősi*, 1981; 1984).

A csapadéktávméréssel egyidejűleg történt a párolgás és az evapotranspiráció mérésének automatizálása is. A kialakított billenőedényes utántöltő érzékelőrendszer a gyakorlatban igen jó mérési eredményeket szolgáltatott (*Galló* és *Posza*, 1979).

Expedíciós jellegű feladatoknál szükséges egy hordozható, gyorsan telepíthető, a környezeti és klímaártalmakat jól tűrő *tábori meteorológiai állomás*. Erre a célra a GAMMA Művek gondozásában, meteorológusok véleményezésével, a hetvenes évek közepére elkészült az AM–10 jelzésű állomás. A műszer három szintben hőmérsékletet, egy szintben pedig légnyomást, relatív nedvességet, szélirányt és sebességet mér. Ez a távmeteorológiai állomás, – amely kereskedelmi forgalomban is kapható – alkalmazható önállóan, vagy mérőhálózatban (*Márkus*, 1984; *Mezősi* és *Simon*, 1981/b; 1984).

A fejlesztés egy másik ága a sok érzékelőt központilag kiszolgáló elektronikus adatgyűjtő berendezések kialakítása volt. 1968-ra megvalósult egy harmadik

generációs elemeket felhasználó *digitális adatgyűjtő berendezés* (*Mezősi*, 1968; 1970/a; 1970/b), amely a csatlakozó maximum 59 – analóg, vagy digitális érzékelőt kezelő – mérőhely aktuális adatait lyukszalagon regisztrálta. Ez az adatgyűjtő terepklimatológiai méréseknél került gyakorlati alkalmazásra. A berendezés integrált áramkörökkel fejlesztett változata a mai napig jól szolgálja a szarvasi obszervatórium mérőtornyának érzékelőit, az adatokat szintén lyukszalagon rögzítve (*Galló–Wessely*, 1978; *Galló*, 1981/a.; 1981/b.). Hasonló elvű, már továbbfejlesztett, jobban integrált változat üzemel a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem síkfőkúti kísérleti telepén.

A felsorolt fejlesztések tervezési, szervezési és üzemeltetési tapasztalatai alapján merült fel a negyedik generációs elemekre alapozott automatizált meteorológiai mérőhálózat megvalósításának gondolata (*Mezősi*, 1977; *Kozák*, 1978; *Mezősi* és *Simon*, 1981/a; *Hanák* és *Szenn*, 1984).

Fejlesztési követelmények

Az automatikus meteorológiai állomások alkalmazását az egyes szolgálatokban más-más szempontok indokolják. A megfigyelések részleges, vagy teljes automatizálásának célja az alábbi öt pontban foglalható össze (*Mezősi* és *Simon*, 1980):

– mérési adatok szerzése adatszegény, nehezen hozzáférhető területekről;
– adatgyűjtés rövid hozzáférési idővel (szél-, vagy csapadék riasztás, viharjelzés stb.) now-casting céljára;
– a személyzet tehermentesítése főállomásokon, észlelők pótlása klímaállomásokon;
– az észlelés költségeinek csökkentése (ahol a munkaerő drága), vagy a munkaerőhiány;
– a megfigyelések egységességének növelése (szubjektív hibák kiküszöbölése).

Az automata állomások fejlesztésében jelenleg két fő irányzat érvényesül:

a) Minden hagyományos (műszeres és műszer nélküli, vizuális) észlelés automatizálásának megkísérlése, beleértve ebbe pl. a borultság, a felhőfajta vagy a jelen időjárás meghatározását is. E célkitűzés elérésének műszaki nehézsége és rendkívüli költségessége nyilvánvaló.

b) A megfigyelőhálózat funkcióinak átalakítása olymódon, hogy a felszíni automata állomások, a műholdak és az időjárási radarok kiegészítő információval együtt nyújtsanak térben és időben részletesebb, a hagyományoshoz képest más rendszerű, de azzal egyenértékű, ill. jobb információt. Ez a komplex automatizálásnak nevezett irányzat nem törekszik a műszeresen nehezen kezelhető elemek automatikus mérésére.

A második, messzemenően célszerűbb és reálisabb irányzat azonban felvet egy új problémát: az automatizált és a konvencionális módszerekkel szerzett adatok konzisztenciájának kérdését. Az automatizált mérések széles körű bevezetésével tehát sürgetően szükségessé vált ezen újtípusú megfigyelések nemzetközi összehangolása és egységesítése. Ellenkező esetben az automatikus meteorológiai állomások adatainak cseréje komoly akadályokba ütközhet.

Az új technika lehetőségeinek kihasználása a következő tendenciákhoz vezet:

– Az automatizált meteorológiai állomások központi egysége általában mikroprocesszoros kialakítású. Ez a megoldás a szolgáltatások szintjén minőségileg újat, többet jelent. Az állomások elektromos teljesítmény-felvétele csökken (CMOS áramkörök terjedése). Ez különösen a felügyelet nélküli állomások esetében hasznos.

– Az érzékelők fejlesztésének új iránya az *intelligenciamegosztás* elvének széleskörű terjedését mutatja. A korszerű áramköri technológia alkalmazása következtében az érzékelők ma már a mért adatok előfeldolgozását is elvégezhetik és azokat az adott időszakra összegyűjtve szolgáltathatják az állomás központi egysége felé.

Általános törekvésnek mondható minden gyártó részéről a készülékek megbízhatóságának növelése. Ma egy világszínvonalon álló készülékre általánosan kötelező célkitűzés a 10 000 óra MTBF (Mean Time Between Failures) érték, a *teljes mérőrendszerre* vonatkoztatva.

A hazai automatizált meteorológiai mérőállomás, illetve mérőhálózat kialakításánál a felsorolt követelmények kielégítése volt az elsődleges cél, azzal a további feltétellel, hogy az állomás központi egysége többcélú alkalmazást is tegyen lehetővé (*Hanák–Szenn*, 1984). A kialakított univerzális, moduláris felépítésű meteorológiai mérőautomata, kiépítettségétől függően, az alábbi funkciókat tudja teljesíteni:

– *felügyelet nélküli* állomásként a műszeresen közvetlenül mérhető meteorológiai jellemzőket érzékeli, feldolgozza és továbbítja;
– *felügyeletes* állomásként a műszeresen mérhető jellemzőket kiegészíti az állomás személyzete által beírt adatokkal, ezeket feldolgozza és továbbítja;
– *központi* állomásként az előbbi két üzemmódban dolgozó állomások által begyűjtött, rendezett és feldolgozott adatokat rendre bekéri, kijelzi és további feldolgozásra alkalmas módon tárolja.

A hazai rendszer realizálására az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság által a GAMMA Művek mint fővállalkozó részére nyújtott fejlesztési kerettel: a Budapesti Műszaki Egyetem Műszer- és Méréstechnikai Tanszék tervezői közreműködésével és az OMSZ szakértői konzultációja mellett került sor az 1981–1986 közötti időszakban.

A kialakított rendszerrel szemben támasztott *általános követelmények* az alábbiak voltak:

– Az állomások kialakítása tegye lehetővé a mérőérzékelők minél szélesebb körének csatlakoztatási lehetőségét. Szempont volt, hogy nem csak a szorosan vett meteorológiai (szinoptikai célú) érzékelőket kell figyelembe venni, hanem az agrometeorológiai alkalmazáshoz szükséges mérőérzékelők különböző fajtáit is.

– A mérőállomás legyen védett a mérőérzékelők, illetve a hálózati táplálás felől érkező feszültség tranziensek és túlfeszültséggel szemben. Valamennyi ki- és bemenő vonalhoz csatlakozó áramkör kialakítása olyan legyen, amely villámcsapás esetén minimális áramköri meghibásodással védje a teljes állomást a katasztrófális meghibásodástól.

– Rövid idejű hálózatkimaradás esetén a működés ne szakadjon meg. Hálózatkimaradás idejére az állomást puffer akkumulátortelep lássa el energiával.

– A teljesítmény-igény legyen alacsony.

– A konfiguráció tegye lehetővé a nagy megbízhatóság (10 000 óra MTBF) elérését szélsőséges környezeti feltételek mellett is.

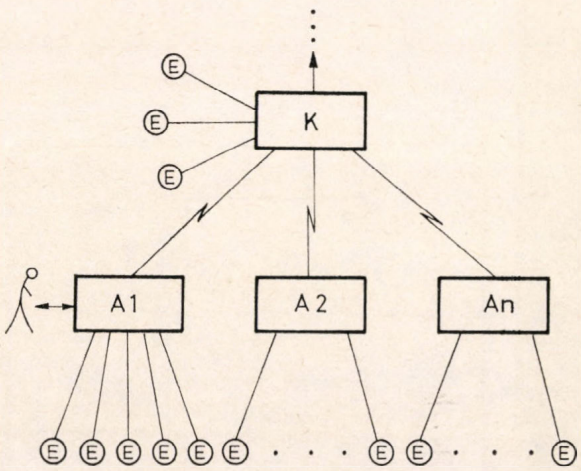
– A megbízhatóság javítása érdekében az állomás felépítése tegye lehetővé bizonyos hibák észlelésekor az állomás átkonfigurálását adott határokon belül, akár a központi állomáson keresztül is.

– Tekintettel a hosszú idejű felügyelet nélküli üzemre, az állomásoknak legyen olyan önellenőrző egysége, amely bizonyos típusú hibák észlelésekor az állomás működését újra indítja és ezzel kiesését a rendszerből önműködően megakadályozza.

– A gyors hibafelmérés és elhárítás érdekében az állomás rendelkezzék olyan szervizlehetőséggel, ami lehetővé teszi az állomás belső működésének egyszerű ellenőrzését, esetleg a telekomunikációs csatornákon keresztül is.

– Az állomásoknak legyen megfelelő szintű autonómiájuk, de legyen lehetőség a kezelőszemélyzet közreműködésére is a mérési, illetve adatelőkészítési folyamatban.

– Az univerzális alkalmazhatóság érdekében az állomások lehetőleg azonos software elemekből épüljenek fel és az állomások specifikus jellemzőit elsősorban a software hordozza.



1. ábra: A METEOR – 2 állomásokból kialakított kísérleti mérő- és adatgyűjtő rendszer; A1 = Felügyeletes állomás, A2 = Felügyelet nélküli állomás, An = = Csatolható további állomások (n = = 2..8), K = Központi állomás, E = = Érzékelő

– Az állomás topológiai kialakítása tegye lehetővé a hierarchikus felépítést *(1. ábra)*. Ez a követelmény szoros összhangban van a kialakítandó állomástípusokra vonatkozó előzetes célkitűzésekkel is.

A felsorolt követelmények megvalósítása korszerű színvonalon, a Z80 típusú processzorral kialakított mikroszámítógép struktúrájú állomásokkal vált lehetővé.

A METEOR – 2 automatikus meteorológiai állomás felépítése

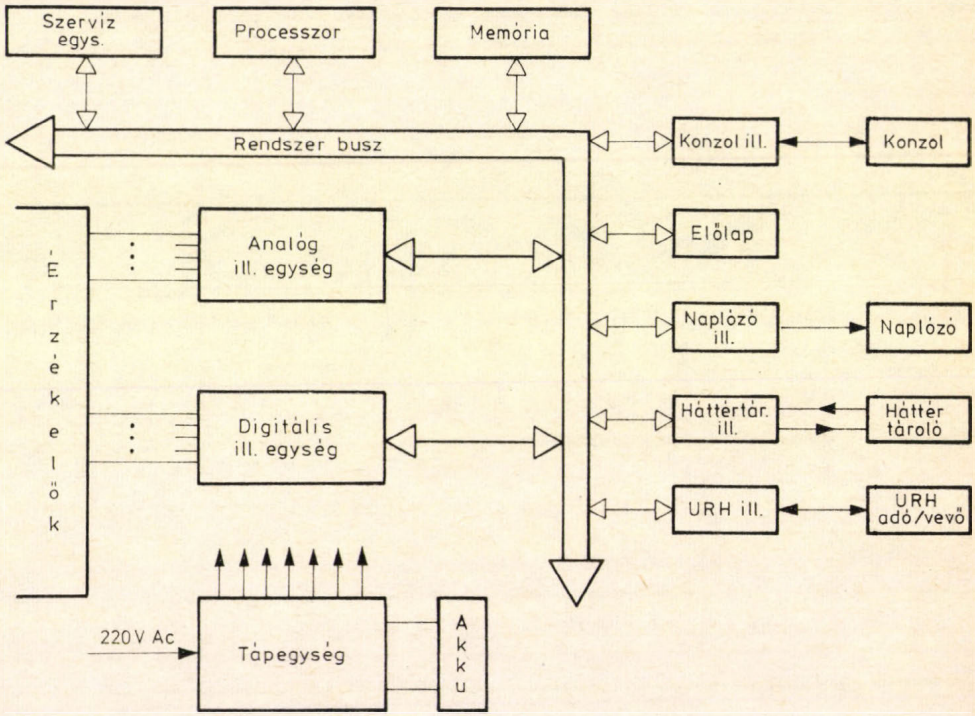
Az előzőkben felsorolt általános követelményeknek megfelelően tervezett automatikus meteorológiai állomás hardware felépítése a *2. ábrán* látható.

A *processzor egység* az állomás központi vezérlő egysége. Vezérli az állomásban – mint mikroszámítógépben –, perifériaként szereplő egységek működését, kezeli a memóriát és kiszolgálja az interrupt rendszert. Processzorként az NSC 800-as típusú, nagysebességű, univerzális célú áramkör szolgál.

A *szerviz egység* az állomásban keletkező hibák könnyebb felderítése, ill. az állomás belső működésének ellenőrzése céljából szükséges.

A *kezelő egység* az állomás kezelőszemélyzetének lehetővé teszi az állomás működésének ellenőrzését és irányítását. Ez a funkció részben az előlapon elhelyezkedő kezelőszervek, illetve kijelzők, részben magasabb szinten párbeszédes interaktív kapcsolat révén valósul meg. Az interaktív kapcsolatot az állomáshoz külön csatlakoztatott ORION gyártmányú display terminál biztosítja. Az állomás működésének naplózása géptávírón történik, amely akár lyukszalag nyomtatásra is alkalmazható. Az állomás rendszere miatt alkalmas más háttértároló (mágnesszalag, mágneslemez, lágylemez) működtetésére is, a kísérleti rendszernél ez nem került felhasználásra.

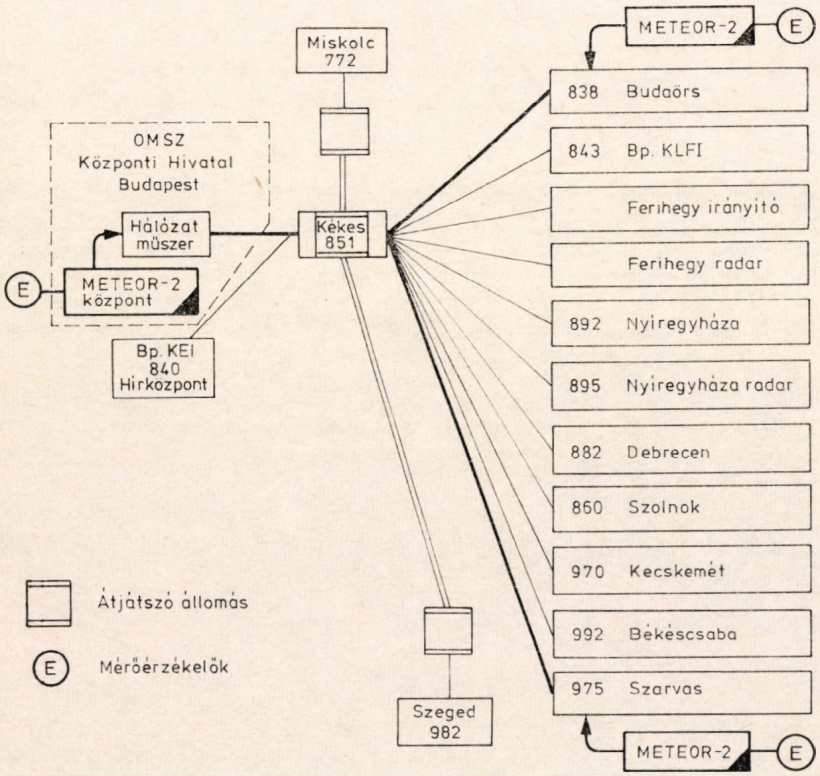
A *kommunikációs egység* postai telex, telefon, vagy URH rádió segítségével továbbítja a begyűjtött mérési értékeket, illetve feldolgozott információkat a központi állomás kérésére. A kísérleti rendszerben a *3. ábrán* látható URH rádióháló segítségével történtek próbamérések a Központi Meteorológiai Intézet Éghajlati Tájékoztató Osztályán elhelyezett METEOR – 2 központ, valamint a Budaörs-repülőtéren és a Szarvasi Agrometeorológiai Obszervatóriumban telepített állomások felhasználásával. A telexes és telefonos, vonalas összeköttetések alkalmazásával még nem történtek kísérletek.



2. ábra: A METEOR – 2 automatikus meteorológiai állomás hardware felépítése

A *bemeneti egység* az univerzális alkalmazhatóság miatt a mérőérzékelők széles választékát képes az állomáshoz illeszteni. Az állomás mind analóg-, mind pedig digitális kimenőjelet szolgáltató mérőérzékelőt tud fogadni. Az analóg illesztőhöz csatlakozó vonalon három jelfajta érkezhet: kisszintű feszültség jel, kisszintű áram jel és ellenállás változás. Ennek megfelelően az egységhez csatlakozó jelek elválasztó, illetve jelátalakító áramkörön keresztül multiplexer egységre kerülnek. Az illesztő egység ellátja a csatlakozó vonalak tranziens és túlfeszültség védelmét is. A digitális illesztő egység fogadja és a rendszer busz felé illeszti az összes digitális – vagy digitális áramkörrel kezelhető – jelet, továbbá ellátja az egységhez csatlakozó vonalak tranziens és túlfeszültség védelmét. A csatlakozó vonalak háromféle információt hordoznak: kódolt digitális, eseménytípusú (igen – nem állapot) digitális és frekvencia jelek lehetnek. Az illesztő egység a kódolt és eseménytípusú jeleket párhuzamos bemenetekkel, a frekvencia jeleket számláló áramkörökkel fogadja.

A *tápegységgel* szemben fontos követelmény az állomás és a vele összekapcsolt mérőérzékelők szünetmentes tápellátása. Az állomás ebből a célból egy puffer akkumulátor telepet tartalmaz. A tápegység közvetlenül a 12 V-os akkumulátorra kapcsolódik és alkalmas zárlatvédelemmel is el van látva. A töltő egység automatikus töltés szabályozóval, mélykisülés ellen védett kialakítással készült, egyben védelemmel van ellátva a hálózat felől érkező túlfeszültséggel és tranziens jelekkel szemben. A hálózatkimaradás idején az akkumulátoros üzemmód 24 órás üzemet tesz lehetővé.



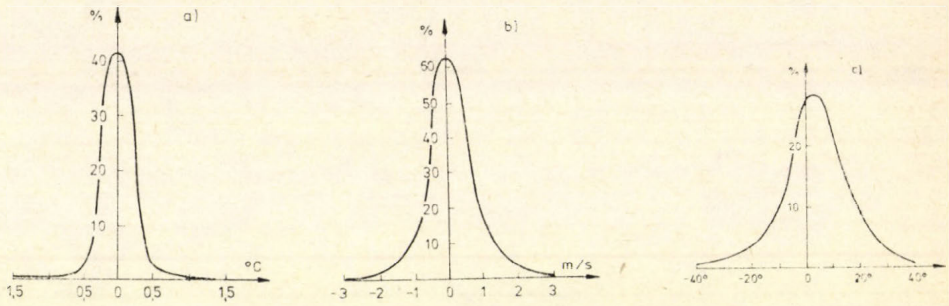
3. ábra: Az OMSZ keleti URH rádióhálója a hozzá kapcsolt METEOR – 2 kísérleti automata meteorológiai állomásokkal

Az automatikus meteorológiai állomás alkalmazhatóságát elsődlegesen a hozzá csatlakozó *mérőérzékelők* választéka szabja meg. Az *I. táblázatban* felsorolt érzékelők a három megjelölt mérőhelyen a hagyományos meteorológiai állomási műszerezettséggel párhuzamosan, velük azonos környezeti elhelyezésben kerültek telepítésre. A táblázatban az egyes érzékelők gyártmánya, típusa, ill. típusszáma is szerepel.

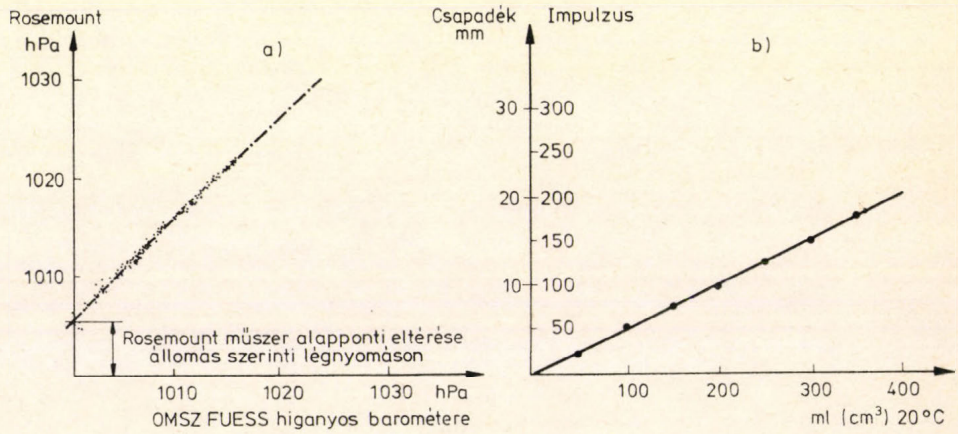
Az alkalmazott érzékelők vizsgálata

Az automatikus meteorológiai állomások működésével szemben alapvető követelmény, hogy szolgáltatott adataik, információik a hosszú évtizedek – egyes mérőhelyeken évszázados – hagyományos, konvencionális műszerekkel

nyert adatokkal konzisztensek legyenek (*Simon*, 1982). Ez a követelmény úgy valósítható meg, ha olyan *mérési, mintavételezési, átlagolási* feltételeket szabnak meg az automata állomás számára, amilyenek között a hagyományos műszerekkel nyert adatok összevethetők. E feltételek teljesítése sok esetben jelentős fejlesztési vizsgálatot igényel, más esetekben nem is valósítható meg.



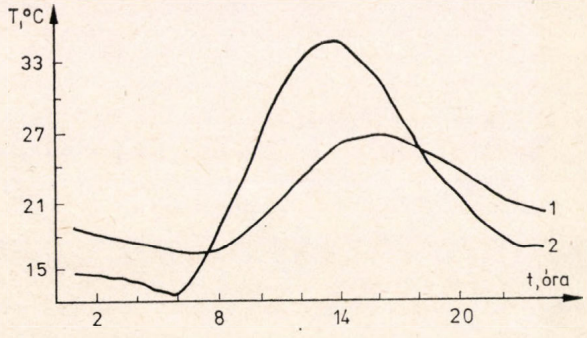
4. ábra: A Stevenson-hőmérőházban elhelyezett higanyos hőmérő és a GAMMA gyártmányú (Pt100+sugárzásvédelem) elektromos hőmérő közötti eltérések gyakorisága (*a*), a Fuess-univerzális (82a. típ.) szélíró és a GAMMA gyártmányú szélsebességmérő (*b*) és szélirányjelző (*c*) közötti eltérések gyakorisága



5. ábra: A Rosemount nyomástávadó (*a*) és a Lambrecht billenőedényes csapadékmérő hitelesítése (*b*)

A *4/a. ábrán* a 2 m magasan, szabványos hőmérőházban elhelyezett higanyos hőmérő és a GAMMA gyártmányú, zsalus sugárzásvédővel ellátott 100 ohmos Pt hőmérő közötti eltérések gyakorisága látható. A vizsgálat során az eltérések szórása nem haladta meg a higanyos hőmérő pontosságát. A hőmérők közvetlen légterét csak a hőmérőház belsejének természetes légáramlása szellőzteti. A *4/b. ábrán* a Fuess-univerzális szélműszer szélútírója és a GAMMA szélsebességmérő közötti eltérések gyakoriságai láthatók. Az eltérések szórása $\pm 0{,}5$ m/s közöttinek mutatkozott. A *4/c. ábrán* az alkalmazott szélirányjelzők közötti eltérések gyakorisága került ábrázolásra. A görbe maximumának eltérése a középtengelytől a GAMMA szélirányjelző $+4°$-os tájolási hibájából ered. Az eltérések szórása $\pm 10°$ között maradt.

Az *5/a. ábrán* az OMSZ székházának II. emeletén elhelyezett Fuess-típusú állomási barométere és a Rosemount-nyomástávadó által szintén az automata meteorológiai állomáson keresztül regisztrált értékek összefüggése látható. A regisztrált értékek ±0,52 hPa szórással egyeztek meg a vizsgálat során. Az *5/b. ábrán* a Lambrecht-féle billenőedényes csapadékmérő hitelesítési görbéjét mutatjuk be a klímaterületünkön szokásos csapadékmennyiségek, illetve intenzitá-



6. ábra: Két, különböző tehetetlenségi paraméterű elektromos talajhőmérő összehasonlító vizsgálata a Szarvasi Obszervatóriumban; az átlagos napi menet a 2 cm mélységben GAMMA gyártmányú nagytehetetlenségű (1) és a Galló-féle talajhőmérő (2) adatai alapján

I. TÁBLÁZAT

A METEOR-2 automata meteorológiai állomások kísérleti üzeméhez használt érzékelők választéka és gyártmánya

Érzékelő	Központi állomás Kitaibel P. u.	Felügyelet nélküli állomás Budaörs reptér	Felügyeletes állomás Szarvas Obsz.
Pszichrométer, komplett	2×Pt 100 (OMSZ, SZÜCS)	2×Pt 100 (OMSZ, SZÜCS)	2×Pt 100 (OMSZ, SZÜCS)
Léghőmérsékletmérő	Pt 100, GAMMA	Pt 100, GAMMA	Pt 100, GAMMA
Radiációs minimum hőmérő	Pt 100, GAMMA	Pt 100, GAMMA	Pt 100, GAMMA
Talajhőmérő sorozat	–	Pt 100, GAMMA 2, 5, 10, 20, 50, 100 cm-en	Pt 100, GAMMA 2, 5, 10, 20, 50, 100 cm-en
Relatív nedvességmérő	HUMICAP HMP14U	HUMICAP HMP14U	HUMICAP HMP14U
Szélirányмérő	GAMMA potenciometrikus	GAMMA potenciometrikus	GAMMA potenciometrikus
Szélsebesség-mérő	GAMMA impulzus távadó	GAMMA impulzus távadó	GAMMA impulzus távadó
Légnyomásmérő	ROSEMAUNT nyomástávadó	–	–
Csapadékmérő	LAMBRECHT 151 8H3	WEATHERMEASURE P–501–1	WEATHERMEASURE P–501–1
Csapadékdetektor	VÄISÄLÄ DPD 12	VÄISÄLÄ DPD 12	VÄISÄLÄ DPD 12
Napsugárzás-detektor	–	–	RIMCO R/S G
Globálsugárzás-mérő	KIPP-ZONEN CM11	–	KIPP-ZONEN CM 6
Reflexsugárzás-mérő	–	–	KIPP-ZONEN CM 6
Referencia hőmérséklet	HIKI 100 ohm	HIKI 100 ohm	HIKI 100 ohm
Párolgásmérő	–	–	OMSZ típ. (SZÜCS)
Villámszámláló	–	–	OMSZ típ. (SZÜCS)

sok figyelembevételével. Hasonlóan jó linearitást szolgáltatott a Weathermeasure 0,25 mm/imp felbontású csapadékmérő és a hazai előállítású, Sebestyén-féle 0,1 mm/imp felbontású teflonozott, billenőedényes csapadékmérő is.

A *6. ábrán* két különböző felépítésű és tehetetlenségű Pt 100-elektromos talajhőmérővel hosszabb időn keresztül végzett, párhuzamos mérésekből számított átlagos napimenetek láthatók. A párhuzamos méréseket a szarvasi obszervatórium műszerkertjében 2 cm mélységben végezték. Az *1. jelű* átlagos napimenet a GAMMA gyártmányú nagytehetetlenségű, a *2. jelű* görbe pedig a Gallóféle talajhőmérő adatai alapján került megszerkesztésre. Az ábra jól mutatja a konzisztencia problémáját; nem megfelelően megválasztott érzékelőknél a szélsőértékek időpontjában több mint kétórás különbség, az amplitudóban pedig 10 C°-ot meghaladó eltérések is tapasztalhatók ugyanazon a mérőhelyen.

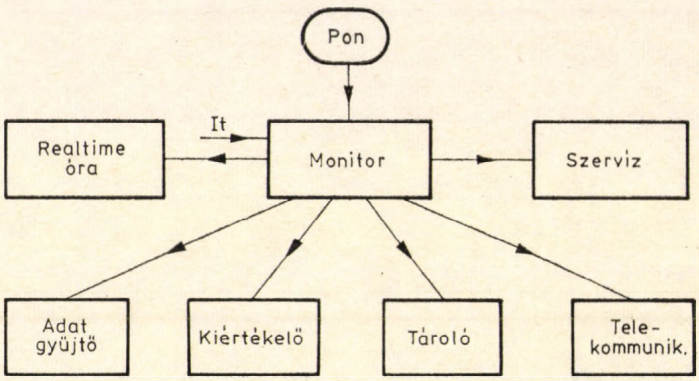
Az üzembehelyezés előtt, illetve a próbaüzem során az I. táblázatban felsorolt további érzékelők vizsgálata, hitelesítése – itt nem részletezett módon – szintén megtörtént (*Mezősi* és *Simon*, 1985).

A METEOR – 2 állomás programrendszere

A fejlesztési követelményekből, de az *I. táblázat*ból is következik, hogy az állomástípusok (felügyeletes, felügyelet nélküli, központi gyűjtő) eltérő szolgáltatásait lényegében azonos hardware felépítés mellett, de értelemszerűen eltérő és az állomástípusra jellemző software segítségével volt célszerű megvalósítani. Az egyes állomástípusok egymástól eltérő jellemzőik ellenére az alapszolgáltatások tekintetében sok közös elemet tartalmaznak. E tény mellett a software kialakításánál lehetőség volt moduláris programrendszer megvalósítására, amelynél a struktúrált programozás elvét alkalmazták. A moduláris programrendszer főbb előnyei:

- az eltérő szolgáltatásokat nyújtó állomástípusok működtető programjai közös programmodul készletből felépíthetők,
- a programmodulok önállóan is fejleszthetők,
- a funkció változtatása a programmodulok átalakításával, vagy új modulok beiktatásával valósítható meg.

A kialakított software rendszer a felsorolt előnyöket eredményesen kihasználta. A kialakított programrendszer fő moduljainak funkcionális felépítése a *7. ábrán* látható.



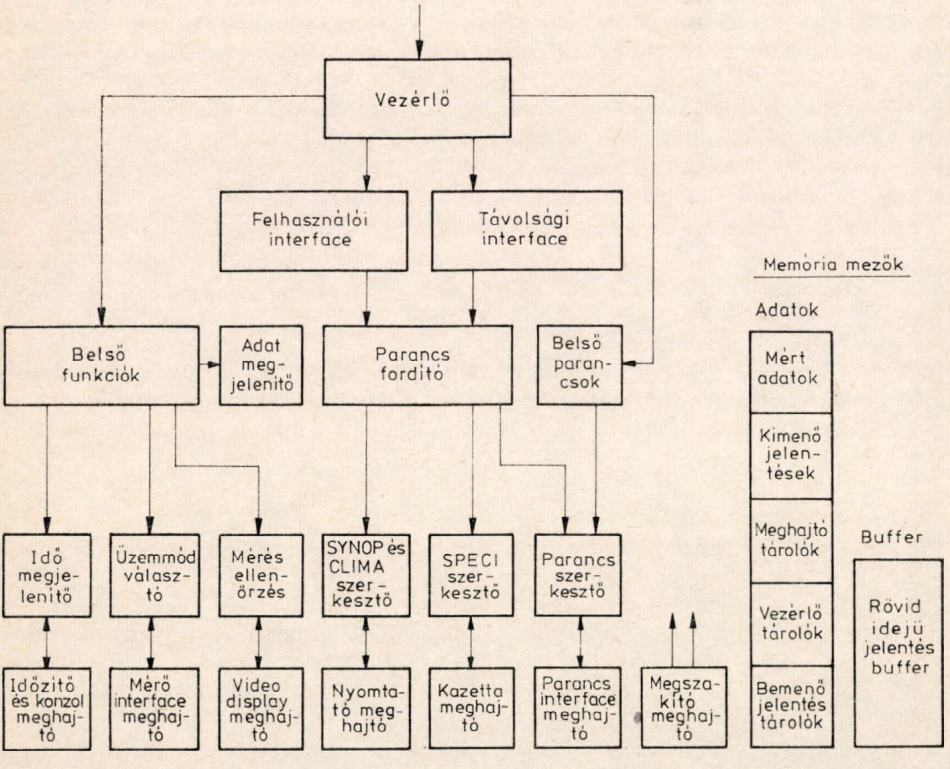
7. ábra: A METEOR – 2 automatikus meteorológiai állomás működtető programjának globális felépítése; PON = program indítás, It = kézi állítás

A *monitor* modul szervezi, irányítja a teljes program-rendszer együttműködését, szükség szerint aktiválja az egyes programmodulokat. Kezeli az üzemmódokat, továbbá a konzol egységen, illetve az előlap egységen keresztül tartja az állomás kétirányú kapcsolatát a kezelőszeméllyel.

A *real-time* programmodul szolgáltatja az állomás számára a valós idejű működéshez szükséges időértékeket, valamint a különböző időzítéseket, egy egyéves ciklusidejű software óra segítségével.

Az *adatgyűjtő* modul végzi az állomáshoz csatlakozó mérőérzékelők rendszeres lekérdezését, a mérési adatok feldolgozását, valamint a mért- és számított adatokból a továbbításra kerülő táviratok összeállítását. A modul minden óra 45. percében SYNOP táviratot állít össze a jelenleg érvényes FM 12 – VII kód szerint. Két egymást követő SYNOP jelentés közötti időben ötpercenként megvizsgálja, hogy van-e olyan időjárásváltozás, ami vihartávirat, vagyis „VIHAR" jelentés kiadását indokolja: Ilyen változás a hirtelen szélerősödés (>12 m/s és >20 m/s), zivatar, csapadék (eső vagy hó) kezdete. Ha ilyet talál, az FM 16 – V kód szerinti VIHAR-táviratot generál és soron kívül továbbítja azt a központi állomásnak. Ugyancsak itt történik minden reggel – 05.45 és 06.00 között – az előző napi adatokból származtatott KLIMA-távirat összeállítása, a bizonylatoló éghajlati állomások mintájára.

A *kiértékelő* modul a központi állomásban a vett táviratok adatainak kiértékelését végzi. A kiértékelés szintaktikai ellenőrzéssel, illetve hihetőség-vizsgálattal kezdődik. Hibás távirat észlelésekor a *monitor* modulon keresztül újrahívást



8. ábra. A METEOR – 2 automatikus meteorológiai állomás software rendszere

kezdeményez. Ez a modul végzi a helyesnek talált táviratok adatainak további feldolgozását, továbbá ez állítja össze a feldolgozás alapján a naplózásra, ill. háttértárolásra kerülő üzeneteket is.

A *tároló* modul részben a kiértékelő modul által előkészített üzeneteket, részben az adatgyűjtő modul által összeállított táviratokat kinaplózza és a háttértárolón eltárolja.

A *telekommunikációs* modul látja el a különböző távközlési csatornák kezelését, mind a mérő-, mind pedig a központi állomásokban. Ennek megfelelően a központi állomás végzi a mérőállomások hívását, illetve felépíti, majd az üzenetváltás végén lebontja a távközlési kapcsolatot az állomással, lehívja a megfelelő táviratot és annak adatait előírt formátumban a *memóriában* elhelyezi. A kísérleti rendszernél csak az URH rádiós távközlési mód került alkalmazásra.

A *szervíz* modul csak szervíz üzemmódban aktivizálódik. Ez a modul teszi lehetővé az állomás kezelője számára a belső működésnek a konzol terminálról történő ellenőrzését, illetve a központból az egyes állomásokhoz csatlakozó mérőérzékelők közvetlen elérését, ellenőrzését, vagy kiiktatását. Ezen túl a berendezés öntesztelését is végre lehet hajtani segítségével.

A *8. ábrán* a METEOR–2 automatikus meteorológiai állomás részletesebb software rendszere és felépítése látható. A folyamatábrából jól nyomonkövethetők a program-modulok kapcsolatai és működése.

A jelenlegi és az elmúlt időjárást (ww, W_1W_2) kódoló programmodul működési elve

Az automatikus meteorológiai állomás működésének színvonalát a szolgáltatások mennyisége és minősége alapvetően meghatározza. A METEOR–2 állomásnál kísérletet tettünk egy teljesen új működési elv megvalósítására, a jelenlegi és az elmúlt időjárás (ww, W_1W_2) automatikus kódolására, a kód kézikönyv 4677. számú kódtáblázatában szereplő jelenségek – egy részének – automatikus kiválasztására (*Mezősi* és *Simon*, 1983; *Hanák* et al., 1985). A működéshez az alábbi érzékelők kerültek felhasználásra:

- 1 perces átlagos szélsebességet szolgáltató anemométer,
- az állomás 10–15 km-es körzetében talajvillámokat jelző villámszámláló,
- 0,1 mm felbontású fűtött csapadékmérő,
- csapadékdetektor (igen–nem kimenettel),
- hőmérő (hőmérőházban).

A 4677. számú kódtáblázat 99 lehetséges jelenlegi időjárás variációiból az alábbi 16 automatikus kiváltása valósítható meg viszonylag egyszerűen:

17 = száraz zivatar;
18 = szélrohamok;
21, 22, 29 = eső, hó, vagy zivatar volt az elmúlt órában, az észleléskor már nem;
51 = folytonos szitálás;
61, 63, 65 = gyenge, közepes, vagy erős intenzitású eső az észlelés idejében;
71, 73, 75 = gyenge, közepes, vagy erős intenzitású havazás az észlelés idejében;
91, 92 = az elmúlt órában zivatar volt, az észlelés idejében gyenge, közepes, vagy erős eső;
95, 97 = gyenge, közepes, vagy erős zivatar az észlelés idejében esővel, esetleg havazással, jégeső nélkül.

Hasonló elven lehetséges a W_1W_2 csoport automatikus kiváltása. Kísérlet történt a kilenc kódvariáció software úton történő kiválasztására is.

Ha a megfigyelő ember szellemi munkáját szimulálni kívánjuk, akkor a felsorolt kódmeghatározásokhoz számszerű értékeket kell rendelni, vagyis számszerűsíteni kell, mikor beszélhetünk gyenge, közepes, vagy erős esőről, havazásról, vagy zivatarról. Az automata meteorológiai állomásnál természetesen a csatlakozó érzékelők által szolgáltatott kimenőjelből kell kiindulni és ezek együttes változásaihoz rendelni az egyes kódok kiválasztását.

Az egyes WMO-tagországokban alkalmazott megállapodások szerint az alábbi értékek voltak kiválaszthatók:

gyenge eső vagy havazás	= 0,1 mm csapadékösszeg 10 perc alatt;
közepes eső, vagy havazás	= 0,2 – 0,6 mm csapadékösszeg 10 perc alatt;
erős eső, vagy havazás	= 0,7 mm, vagy nagyobb csapadékösszeg 10 perc alatt;
gyenge, vagy közepes zivatar	= a villámszámláló 3, vagy több talajvillámot jelez 5 perc alatt;
erős zivatar	= a villámszámláló 5-nél több villámot számlál 5 perc alatt.

Példaképpen bemutatjuk néhány kódszám automatikus kiválasztásának feltételeit:

61 = az elmúlt 10 percben a csapadékmérő 0,1 mm csapadékösszeget jelzett, a hőmérséklet pozitív volt és a csapadékindikátor a megfigyelés idejében „igen" állásban volt;

63 = az előzővel megegyező feltételek, de a csapadékösszeg 0,2 – 0,6 mm között volt az észlelés előtti 10 percben;

65 = a 61 kódszámnak megfelelő feltételek álltak fenn, de a mért csapadék összege 0,7 mm vagy több volt az észlelés előtti 10 percben;

71, 73, 75 = fentiekkel azonos feltételek, de a hőmérséklet negatív;

91 = a villámszámláló az elmúlt órában 3 vagy több talajvillámot jelzett 5 percenként, de az észlelés idejében már nem, a csapadékmérő az elmúlt 10 percben 0,1 mm csapadékösszeget jelzett és a megfigyelés idejében a hőmérséklet pozitív volt;

95 = a villámszámláló az elmúlt órában 5 vagy több talajvillámot jelzett 5 percenként, de az észlelés idejében már nem, a csapadékmérő az elmúlt 10 percben 0,1 mm vagy nagyobb összeget jelzett, a hőmérséklet előjele most indifferens.

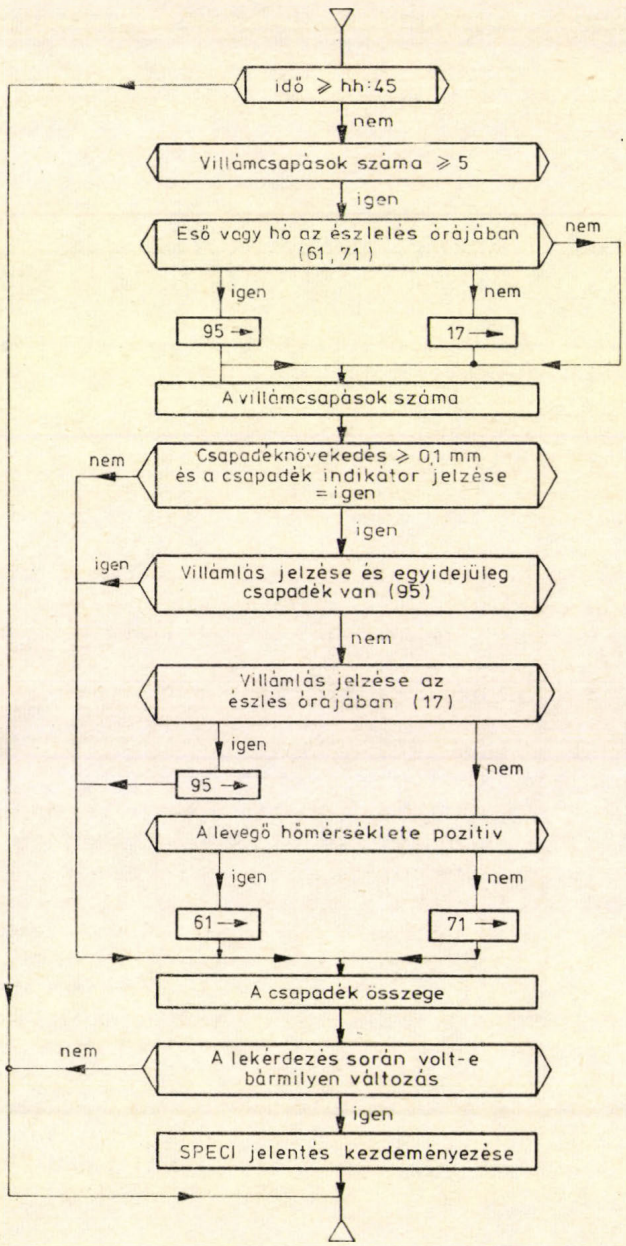
A jelen- és elmúlt időjárás kódjának, illetve a VIHAR jelentés összeállítása céljából számos közbülső számítási eredményt kell átmenetileg tárolni. A közbülső számításokat aránylag egyszerű algoritmusokkal lehet előállítani. Példaképpen megadjuk a METEOR – 2 automata állomásban alkalmazott azon algoritmus folyamatábráját, amely alapján a SYNOP és VIHAR jelentések részére kiválasztásra kerülnek a 17, 61, 71 és 95-ös kódszámok. Amennyiben a leírt állapotok a két rendszeres jelentés közötti órán belül teljesülnek, az állomás automatikusan előállítja a VIHAR jelentést is *(9. ábra)*. A folyamatábrán látható, hogy az algoritmus szerint három külön helyen kell tárolni a villámszámláló ötperces, a csapadékösszeg utolsó öt- és tízperces értékét is.

Az egyéb jelenlegi és elmúlt időjárás kódszám megállapításához szükséges algoritmus a bemutatotthoz hasonlóan egyszerű struktúrájú lehet. Minden egyes kódszámhoz 2 – 5 külön átmeneti tárolóhely-igénnyel kell számolni.

A kísérletek bizonyították, hogy a módszer – a jelenlegi érzékelőválaszték mellett – még nem alkalmas:

– a folyamatos és időben változó csapadékok megkülönböztetésére;
– a csapadék-intenzitások elkülönítésére;
– a légköri pára, a por, a sodródó hó, köd, jég, az állomásról látható, de távoli csapadék és az égkép jelzésére.

Mindazonáltal az állomás minden olyan időjárás típust jelezni képes, amely mérhető csapadékkal kapcsolatos és besorolható a 20, 50, 60, 70 és 90-es kód-



9. ábra.: A jelen időjárás (néhány kiválasztott) kódjának algoritmusa

számokba, azzal a pontosítással, hogy a jelzett kódszám néhány esetben némileg eltérhet a megfigyelő által észlelt jelenségektől. E területen természetesen a megfigyelési módszerek definíciójának pontosítása jelent majd megoldást.

Üzemeltetési tapasztalatok

A három, különböző feladatú METEOR–2 automata meteorológiai állomásból álló mérőrendszerrel két ütemben végeztünk próbaüzemeltetést.

Az *első ütemben* (1985. augusztus 15-től november 25-ig) még laboratóriumi, illetve félüzemi körülmények között történt meg a berendezések funkcióvizsgálata közvetlen vonalas kapcsolatban, egy helyszínen. Ezen időszak tapasztalatai alapján több programmódosítás történt, továbbá néhány hardware hibát is javítani kellett.

Ezen időszakban többször adódott probléma a *software óra működésének* külső zavartatásából, a tápegység durva meghibásodásából. Konstrukciós hiba nehezítette a multiplexer egység folyamatos működését. A hőmérsékletmérésnél a mérőpontok földelésének áttervezésével lehetett stabilizálni a működést. Az időszak végére, – lényegében az ilyen irányú kellő tapasztalat hiányából eredő hibák kiküszöbölése után – mind a hardware, mind pedig a software a megkívánt módon működött.

A *második ütem* a mérőérzékelők telepítése és az URH rádiókapcsolat felépítése után kezdődött meg. Ez a működési szakasz (1985. november 25-től 1986. december 15-ig) már valós körülmények között és környezetben került végrehajtásra. Ekkor történt meg az érzékelők hitelesítése, illetve összehasonlítása az OMSZ felszínbázisú megfigyelő alaprendszerében alkalmazott hagyományos érzékelőkkel, műszerekkel.

A METEOR–2 állomásokba URH adatátvitelre alkalmas MODEM-et építettek be, 50 Bd-os távközlési sebesség figyelembevételével. A félduplex struktúrájú hírhálóban minden állomás minden forgalmat hall, vagyis egyidejűleg csak egyetlen üzenetváltás történhet mások zavarása nélkül. A METEOR–2 központi állomást ezért ún. *foglaltságjelző áramkörrel* látták el, vagyis automata üzemmódban a központ mindaddig nem kezdeményez adatátvitelt, amíg vevője forgalmat észlel. Az adó AFSK modulációval üzemel, billentyűzése szikraoltóval védett kivitelű. Az adatátvitel a CCITT 2. sz. ABC-ben történik, a rádiócsatorna természetesen a kód szempontjából transzparens közegnek tekinthető.

Az érzékelők hitelesítését, illetve bevizsgálását már részleteztük.

A kísérleti üzemelés bebizonyította, hogy kellő mélységű fejlesztési munka után negyedik generációs automata meteorológiai állomás a kereskedelmi forgalomban rendelkezésre álló mikroelektronikai elemekből létrehozható és eredményesen üzemeltethető. A negyedik generációs automata állomás létrehozásában döntő a meteorológiai szakmai előkészítés, a kellő mélységű és igényességű feladatleírás megvalósítása.

A próbaüzemelés második ütemében a rendszer megbízhatósága jelentősen növekedett, de még nem érte el a célkitűzésben szereplő kötelező 10 000 órás MTBF értéket. Természetesen nem szabad megfeledkezni a tényről, hogy a rendszer kivitelezését tekintve is kísérleti jellegű, tehát megfelelő technológiával rendelkező, sorozatgyártásra felkészült ipari környezetben előállítva a teljes berendezés megbízhatósága még jelentősen növelhető. Az ismertetett üzemeltetés jelentős tapasztalattal szolgált mind a tervezők, mind pedig a felhasználók részére (*Mezősi* és *Simon*, 1985).

Következtetések

A végrehajtott kísérlet bizonyította, hogy hazánkban

– már ma létrehozható az alkalmazott konvencionális mérőérzőkelőkkel, műszerekkel konzisztens automatizált megfigyelő rendszer, noha a mérési módszereket, elveket a későbbiekben feltétlenül tovább kell pontosítani,

– az automatizált mérőrendszer kialakításának költségei jelenleg még tetemesek, a fenntartási költségek azonban már ma is összemérhetők a konvencionális mérőrendszerével,

– az automatizált mérőrendszer adatszolgáltatása megbízhatóbb, pontosabb, és alkalmazása esetén a minőségellenőrzés, illetve működésellenőrzés szintén gépesíthető,

– automatizált mérőrendszer birtokában lényegesen közelebb lehet vinni a tényleges megfigyelési időpontokat a WMO által megszabott standard megfigyelési időpontokhoz, vagyis az adatok aszinkronitása csökkenthető.

A felsorolt általános tapasztalatokon kívül számos fontos, egyéb következtetés is levonható volt a végrehajtott kísérletből. A két legfontosabb:

– A METEOR – 2 üzembiztonsága meg sem közelítette a hasonló nyugati rendszerek szokásos, átlagosan 10 000 órás, vagyis folyamatos üzemben egy évet meghaladó, hibamentes működését,

– A METEOR – 2 programrendszere a szerzők által ismert bármelyik nyugati mérőrendszerrel felveszi a versenyt, sőt azoknál több és magasabb színvonalú szolgáltatást nyújt. Az „elmúlt- és jelen idő" kódcsoport automatikus generálására pedig – a szerzők tudomása szerint – a legfejlettebb külföldi állomások sem képesek.

IRODALOM

Barát, J., 1972: Szempontok az URH távszélmérőknél alkalmazandó szélsebesség és szélirány érzékelő kialakításához. *Beszámolók 1969*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXVI. 464 – 468.

Bereczky, L., 1972: Rádió szélmérő állomás tervezésének kérdései. *Beszámolók 1969*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXVI. 461 – 463.

Bereczky, L. et al., 1983: Javaslat automatikus meteorológiai állomások érzékelőinek gyártására, fejlesztésére, beszerzésére (Kézirat az OMSZ Könyvtárában).

Czeiner, E., 1972: Sugárzási integrátorok konstrukciós problémái. *Beszámolók 1969*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXVI. 454 – 456.

Czeiner, E. és Major, Gy., 1974: Sugárzási adatok gyűjtésének automatizálása. *Beszámolók 1971*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXVIII. 159 – 164.

Czelnai, R., 1964: Szinkro távátvitelek meteorológiai alkalmazása. *Beszámolók 1963*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXVII. 195 – 199.

Czelnai, R., Mezősi M., Tänczer T., 1963: Automatikus szélmérő berendezések felállításának meteorológiai kérdései a Balaton térségében. *Időjárás 67.* 2. 86 – 90.

Galló, V. és Mezősi, M., 1971: UKW-Fernwindmessnetz mit digitaler Empfangszentrale. *Zeitschrift für Meteorologie* 22. 8 – 10. 275 – 278.

Galló, V. és Wessely, I., 1978: Mérésadatgyűjtő agrometeorológiai felhasználásra. *Beszámolók 1976*-ban végzett tudományos kutatásokról, OMSZ Hiv. Kiadv. XLVI. 216 – 223.

Galló, V., 1981 a: A szarvasi mérésadatgyűjtő üzemeltetésének tapasztalatai. *Beszámolók 1979*, OMSZ Hiv. Kiadv. LIII. 102 – 110.

Galló, V., 1981 b.: A szarvasi mérésadatgyűjtő és adatnaplózó berendezés In: *Meteorológiai megfigyelések* OMSZ Hiv. Kiadv. LI. 111 – 116.

Galló, V. és Posza, I., 1979: A párolgás és evapotranspiráció mérésének automatizálása. *Időjárás 83.* 4. 223 – 229.

Hanák, P. és Szenn, O., 1984: Multipurpose AWS for small scale automation *Instruments and Observing Methods Report* No. 15. WMO TECEMO Noordwijkerhout, Netherlands 351 – 355.

Hanák, P., Mezősi M., Simon A. és Szenn O., 1985: Algorithms for automatic coding of present and past weather by unmanned meteorological stations *Instruments and Observing Methods Report* No. 22. WMO Technical Conference, TECIMO – III. Ottawa, Kanada 255 – 259.

Höhne, W., 1986: Automatische meteorologische Stationen *Zeitschrift für Meteorologie* 36. 1. 1 – 14.

Höhne, W. et al., 1986: Über die Entwicklung einer durch Mikrorechner gesteuerten automatischen fernmeldenden meteorologischen Station *Zeitschrift für Meteorologie* 36. 3. 187 – 200.

Kleinschmidt, E., 1935: *Handbuch der meteorologischen Instrumente* Verlag von J. Springer, Berlin.

Kozák, B., 1978: Meteorológiai mérések automatizálása. *Beszámolók 1974*, OMSZ Hiv. Kiadv. XLIV. 84 – 85.

Márkus, M., 1984: Portable automatic weather station *Instruments and Observing Methods Report* No. 15. WMO TECEMO Noordwijkerhout, Netherlands 299 – 303.

Mezősi, M., 1963: Távmérés (Telemetria) *Beszámolók 1962* OMSZ Hiv. Kiadv. XXVI. 380 – 388. o.

Mezősi, M., 1965: Automatikus kompenzátorok alkalmazása meteorológiai méréseknél. *Beszámolók 1964*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXVIII. (II. rész). XXVIII. k. 184 – 189.

Mezősi, M., 1968: Digitális távmérő berendezés. *Beszámolók 1967*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXIV. 360 – 362.

Mezősi, M., 1970 a.: A digitális távmérő próbaüzemének tapasztalatai. *Beszámolók 1968*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXV. 423 – 426.

Mezősi, M., 1970 b.: Digitális adatgyűjtő berendezés. *Időjárás 74.* 5 – 6. 412 – 413.

Mezősi, M., 1972: URH távszélmérő hálózat digitális vevőközponttal. *Beszámolók 1969*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXVI. 457 – 460.

Mezősi, M., 1977: A meteorológiai megfigyelések és az adatgyűjtés automatizálása. *Beszámolók 1973*, OMSZ Hiv. Kiadv. XLIII. 17 – 24.

Mezősi, M., 1981: Automatizált távmérő eszközök és rendszerek a magyar meteorológiai megfigyelő hálózatban In: *Meteorológiai megfigyelések*, OMSZ Hiv. Kiadv. LI. 102 – 108.

Mezősi, M., 1983: *Instrumental Meteorology* Lecture notes on instrumentation for agrometeorologists; Met. Service of the Hung. P's Republic Bp.

Mezősi, M., 1984: *Elektromos és távjelző mérőeszközök* Tankönyvkiadó, Budapest, Egyetemi jegyzet: J3 – 1362.

Mezősi, M. és Simon, A., 1967: Registering albedometer. *Időjárás 71.* 1. 23 – 28.

Mezősi, M. és Simon, A., 1980: Tervtanulmány automatikus meteorológiai állomások felállítására a Balaton térségében OMSZ. Budapest (Készült a BIB részére az 1013/1979 számú Mt. h. végrehajtására.)

Mezősi, M. és Simon, A., 1981 a.: A meteorológiai megfigyelések automatizálásának jelen helyzete és várható alakulása In: *Meteorológiai megfigyelések* OMSZ. Hiv. Kiadv. LI. 95 – 101.

Mezősi, M. és Simon, A., 1981 b.: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata OMSZ *Meteorológiai Tanulmányok* No. 36.

Mezősi, M. és Simon, A., 1983: Automatikus meteorológiai állomások távirati kódjai (Kézirat az OMSZ Könyvtárában).

Mezősi, M. és Simon, A., 1984: A GM gyártmányú AM – 10 automatikus meteorológiai állomás és SZM – 10 szélmérő egység összehasonlító vizsgálata. (Kézirat az OMSZ Könyvtárában.)

Mezősi, M. és Simon, A., 1985: Jelentés a BME/GM „METEOR – 2" típusú automatikus meteorológiai állomás próbaüzeméről (Kézirat az OMSZ Könyvtárában.)

Simon, A., 1982: *A meteorológiai megfigyelések és mérések rendszere.* Tankönyvkiadó, Budapest, Egyetemi jegyzet J3 – 1314.

Simon, A., 1986: A légnyomásmérés elmélete és gyakorlata OMSZ Hiv. Kiadv. LVIII.

Snellen, M., 1896: Telemeteorographie *Meteorologische Zeitschrift* 13. 365 – 375. o.

Szűcs, Zs., 1964: Ultrarövidhullámú távszélmérő. *Beszámolók 1963*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXVII. 208 – 211.

Szűcs, Zs., 1968: Beszámoló az URH szélmérő továbbfejlesztéséről. *Beszámolók 1967*, OMSZ Hiv. Kiadv. XXXIV. 363 – 364.

Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation *WMO – No. 8. Geneva Fifth edition, 1983.*

Guide on the Global Observing System *WMO – No. 488. Geneva, 1977.*

Manual on the Global Observing System *WMO – No. 544. Geneva, 1981.*

Manual on Codes Volume I – II. *WMO – No. 306. Geneva, (Vol I: 1984 – Vol II: 1982).*

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 91. évf. 5. szám, 1987. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 91, No 5. Sep – Oct 1987, Budapest

A múlt klímaváltozásai a legújabb földtudományi kutatások tükrében*

MÉSZÁROS ERNŐ, *Központi Légkörfizikai Intézet, 1675 Budapest, Pf. 39.*

Past climatic changes as revealed by recent research in Earth sciences. Climatic variations reconstructed on the basis of the analyses of oceanic sediments and ice samples, taken in different depths, are presented. It is shown that past temperature variations can be related to periodic changes in the Earth's orbital parameters. During the last half million years the temperature and atmospheric carbon dioxide concentration have been found to be parallel. The biological activity of oceans has played an important role in the control of the carbon dioxide concentration in the air. Results of model calculations indicate that beside solar radiation changes due to the variation of Earth's orbital parameters and changes in atmospheric carbon dioxide level, the climate has also been modified by other factors.

*

A múlt klímaváltozásai a legújabb földtudományi kutatások tükrében. A tanulmány bemutatja a különböző mélységekben vett óceáni üledék-, illetve sarki jégminták analízise alapján rekonstruált éghajlatváltozásokat. Megállapítja, hogy a múltbeli hőmérsékleti változások kapcsolatba hozhatók a Föld pályaelemeinek periodikus változásaival. Az elmúlt kb. félmillió év alatt a hőmérséklet és a légköri szén-dioxid szint lényegében párhuzamosan változott. A szén-dioxid koncentráció szabályozásában az óceánok biológiai aktivitása alapvető szerepet játszott. Modellszámítások eredményei arra utalnak, hogy az éghajlatot a pályaelemek miatti napsugárzás-változásokon, illetve a szén-dioxid légköri mennyiségének ingadozásain kívül egyéb tényezők is befolyásolták.

*

Bevezetés. A Föld különböző szférái (a légkör, a hidroszféra, a krioszféra, a litoszféra, a pedoszféra és a bioszféra) között állandó anyagáramlás figyelhető meg. Az elemeknek (vegyületeknek) ezt a mozgását biogeokémiai körforgalomnak nevezzük. Meteorológiai szempontból a biogeokémiai körforgalom több szempontból lényeges. Biztosítja egyrészt a légkör állandó összetételét, és ezen keresztül az éghajlat stabilitását, másrészt a kémiai összetétel és az éghajlat földtörténeti változásainak megítélését a múltbeli légköri hatásokat tükröző geológiai és biológiai leletek alapján. Tekintve, hogy különösen fontos eredményekre vezetett a tengeri üledékek és a sarki jégtakaró különböző rétegeinek az utolsó évtizedben végzett kutatása, tanulmányunkban az ilyen irányú vizsgálatokat foglaljuk össze. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy nem célunk a kérdéskör egészének összefoglalása. Így nem foglalkozunk számos fontos őslállattani és ősnövénytani kutatással, sőt az igen értékes eredményeket adó magyar lösz-vizsgálatokkal sem (lásd *Kordos*, 1979). Azt is megjegyezzük, hogy vizsgálódásunkat az utolsó néhány százezer évre korlátozzuk.

* Előadásként elhangzott az MTA X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztálya 1987. február 9-i felolvasóülésén.

1. Az alkalmazott módszerek lényege

A hidroszférában levő vízmolekulák egy része stabilis O^{18} izotópot tartalmaz. Az ilyen molekulák koncentrációja igen alacsony, az O^{16}-ra vonatkoztatott relatív arányuk (δ) azonban a víz körforgalmának fontos nyomjelzője (*Dansgaard*, 1964).

A víz az óceánok felszínéről állandóan párolog. A H_2O^{16} molekulák mozgékonyabbak, mint a nehezebb izotópokat tartalmazó társaik, így a gőzben mindig kevesebb O^{18} mutatható ki, mint a vízben. A hőmérséklet növekedésével azonban a gőzben δ értéke emelkedik, így a kondenzátumban (felhő- és csapadékvízben) is egyre több izotóp van. Ennek megfelelően a csapadékvíz és a belőle keletkezett jégréteg O^{18} tartalma összefüggésbe hozható a levegő hőmérsékletével, Ha tehát pl. az antarktiszi jégrétegben különböző mélységekben veszünk mintákat, akkor rekonstruálható a múltbeli hőmérsékletváltozás, mivel adott réteg meghatározott időben keletkezett (a mélység növelésével egyre inkább visszafelé haladunk az időben). A jégmintákban levő izotópok koncentrációja tömegspektroszkópok segítségével határozható meg.

Az óceánok vizének δ értéke párolgáskor az elmondottak értelmében mindig növekszik. Ezért ha az óceánoknál kisebb δ értékű csapadékvíz valamilyen okból nem kerül vissza maradéktalanul a tengerekbe, akkor az óceánok vize O^{18}-ban egyre dúsabb lesz. Ez a helyzet abban az esetben következik be, amikor a csapadékvíz jég formában a földfelszínen marad, tehát a hideg időszakokban. Az óceánvizek magas δ értéke ezért glaciális időszakokra utal, azaz olyan eljegesedési periódusokra, amikor a hőmérséklet és a tengervízszint egyaránt alacsony. A tengeri élőlények váza kalcium-karbonátból áll. A váz oxigén izotóp összetétele ezért a tengervíz összetételét tükrözi. A kicsiny kagylók elhalásuk után a mélyebb tengervízbe süllyednek, majd ott részt vesznek az üledék kialakításában. A különböző mélységekből, azaz a különböző időszakokból származó üledékminták analízise alapján így végülis megbecsülhetjük az illető kornak hőmérsékleti viszonyait (*Frakes*, 1979).

Tengeri üledékminták elemzése segítségével a légköri szén-dioxid mennyiségére is következtethetünk. A módszer elve a következő (*Braecker*, 1982). A levegőben levő szén-dioxid és az óceánokban oldott szén koncentrációja között meghatározott egyensúly áll fenn: ha csökken a vízben oldott szén mennyisége, akkor az óceánok a levegőből több szén-dioxidot nyelnek el. A szén koncentrációja az óceánok felszíne közelében akkor csökken, ha növekszik a biológiai aktivitás, azaz a fotoszintézis erőssége. A biológiai aktivitás, egyéb tényezőkön kívül, a nitrogén és a foszfor mennyiségétől is függ. A nitrogén és a foszfor a mélyebb vízrétegekből áramlik a felszín közelébe, következésképpen a fotoszintézis erősségét az óceánok cirkulációja szabályozza (*Siegenthaler* és *Wank*, 1984).

Az óceánvízben a szén kis része C^{13} izotópból áll. Tekintve, hogy a fotoszintézis elsősorban a C^{12}-t használja fel, növekvő biológiai aktivitásnál növekszik a felszín közeli vizekben a C^{13} relatív mennyisége. Ennek következtében a felszín közeli élőlényekben az idők folyamán emelkedik a C^{13} izotóp koncentrációja és egyúttal nő a felszíni szervezetek (pl. planktonok) és a mély vizekben élő szervezetek (bentoszok) koncentráció különbsége. Az említett elhalt szervezetek analízise az üledékekben ezért a fotoszintézis erősségére utal, ami viszont megadja, hogy az óceán a tekintett időszakban a levegőből mennyi szén-dioxidot nyelt el.

Végül megemlítjük, hogy a különböző mélységekben vett jégmintákban nemcsak maga a jég analizálható. A jégbe zárva ugyanis levegőbuborékok vannak, amelyek összetétele a hajdani légkör kémiai állapotára utal. Az elmúlt években

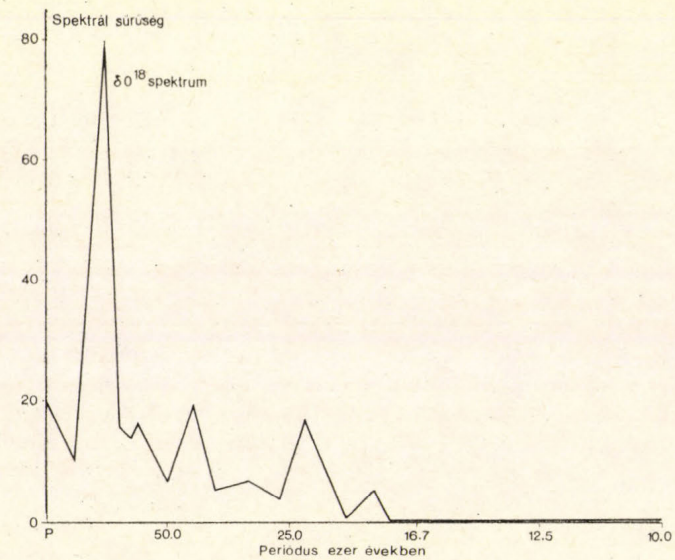
olyan érzékeny módszereket dolgoztak ki, amelyek segítségével a levegőbuborékok szén-dioxid szintje meghatározható. A berni egyetemen erre a célra infravörös lézer spektroszkópiát (*Neftel* et al., 1982), a Grenoble-i Glaciológiai és Környezeti Geofizikai Laboratóriumban gázkromatográfiát alkalmaznak (*Raynaud* és *Barnola*, 1985). Az eljárással a levegő szén-dioxid koncentrációja 50 000 évre visszamenőleg *közvetlenül* meghatározható.

2. *A hőmérséklet változása*

Az *1. ábra* a tengeri üledékben kimutatott O^{18} arányt adja meg az elmúlt közel 800 ezer évre vonatkozóan, míg a *2. ábra* a mért értékek spektrál sűrűségét illusztrálja. Mint látható, a δO^{18}, azaz a hőmérséklet változása többé-kevésbé



1. ábra: Az oxigén 18 relatív koncentrációjának változása az elmúlt 780 ezer év alatt tengeri üledékek vizsgálata alapján (*Imbrie* et al., 1984). Az értékek a középértéktől való eltérés és a szórás hányadosaként vannak kifejezve.

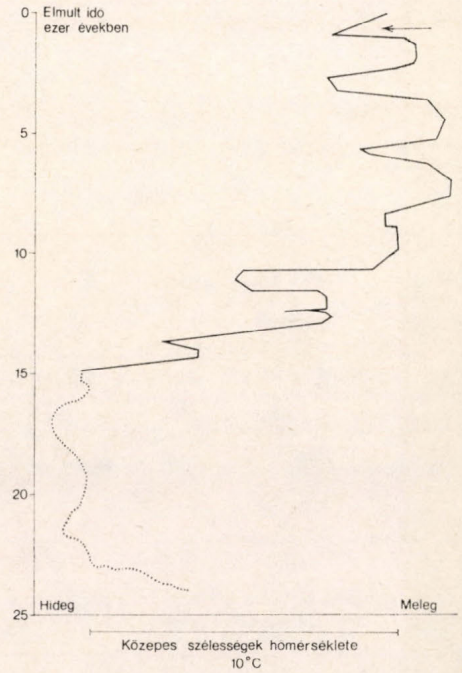


2. ábra: Az 1. ábrán látható idősor spektrál sűrűsége a periódus függvényében *McElroy* (1986) szerint.

szabályos menetet mutat. Mindkét ábrából világosan kitűnik, hogy a legjellegzetesebb periódus idő 100 ezer év körül van. További csúcsok 41 ezer, illetve 23 ezer évnél találhatók (2. ábra). Érdekes, hogy ezek a ciklusok a Föld pályaelemeinek változásaival nagyon jól összevethetők. Így a közel 100 ezer éves ciklus a pálya excentricitásának változásaival esik egybe, míg a 41 ezer éves periódus a forgástengely dőlésének ingadozásait tükrözi. Végül a 23 ezer éves periódus a tavaszi és őszi napéjegyenlőség időpontjának változásaival hozható kapcsolatba, amit a földtengelynek az ekliptika tengelye körüli precessziója okoz. Mindez azt jelenti, hogy a legújabb üledékvizsgálatok eredményei az ún. Milanković-

elméletet támasztják alá (lásd pl. *Hays* et al., 1976), amely szerint a klímaváltozások csillagászati okokra vezethetők vissza. A probléma csak az, hogy ha az említett paraméterek ciklusának megfelelő napsugárzás változásokat klímamodellekbe helyettesítjük, akkor a kapott hőmérséklet-ingadozások kisebbek, mint a megfigyelt értékek (*Webb* és *Wigley*, 1985).

A *3. ábra* az elmúlt huszonöt ezer év hőmérséklet változásait mutatja, elsősorban a jégminták O^{18} analízise alapján. Látható, hogy a 10–15 ezer évvel ezelőtti időszakban a hőmérséklet lényegében emelkedett,, majd a holocénben bizonyos ingadozásokat nem tekintve, közel állandó volt. Az utolsó lehűlési periódust 1550 és 1850 között figyelték meg („kis jégkorszak"). 1850 óta a hőmérséklet újból emelkedett, és ezt már közvetlen légköri megfigyelések is bizonyítják.



3. ábra: A hőmérséklet változása az elmúlt 25 ezer év folyamán (*McElroy*, 1986). A nyíl az ún. „kis jégkorszakot" jelzi.

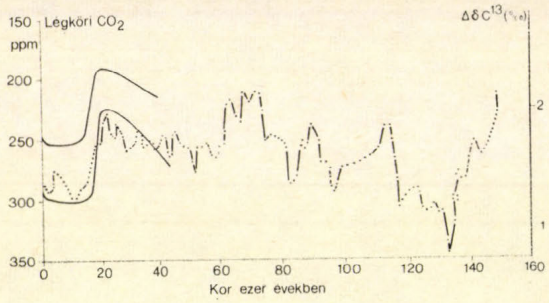
3. A szén-dioxid légköri koncentrációjának múltbeli változásai

Mint említettük, a Föld pályaelemeinek változásai szoros kapcsolatban vannak a klímaváltozásokkal. Ugyanakkor csak csillagászati okokkal az éghajlat ingadozásai nem magyarázhatók meg kielégítően. Kézenfekvőnek tűnik ezért annak feltételezése, hogy a napsugárzás erőssége változásainak hatását bizonyos földi paraméterek megváltozása tovább erősíti. Ilyen földi tényező lehet a légköri szén-dioxid koncentrációja, amelynek változásai, az üvegházhatás módosításán keresztül, az éghajlatot számottevően befolyásolják.

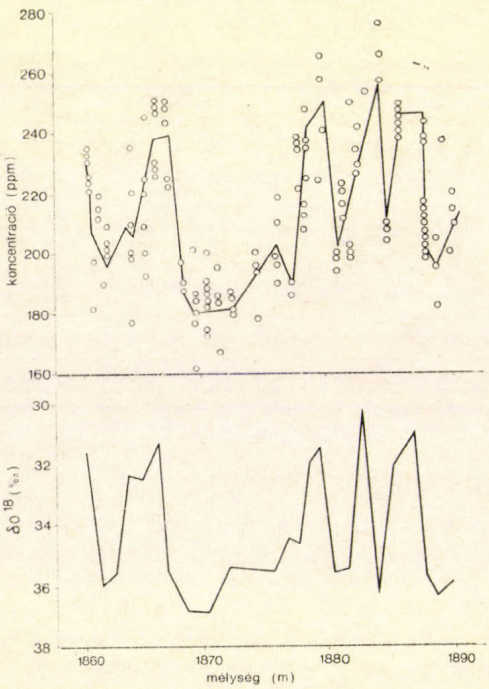
A *4. ábra* a légközi szén-dioxid szintjének változásait mutatja, részben a tengeri üledék szénizotóp (*Shackleton* et al., 1983), részben a jégmintákba (*Neftel* et al., 1982) zárt levegő CO_2 analízise alapján. Ez utóbbi esetben a két görbe a mérések bizonytalanságát jellemzi. Az ábrából kitűnik, hogy az elmúlt 150 ezer évben a szén-dioxid légköri koncentrációja lényegesen ingadozott. A CO_2 szint az utolsó glaciálisban 50–70 ppm-mel kisebb volt, mint a holocénben, bizonyítva, hogy a szén-dioxid koncentrációja és az átlagos hőmérséklet egyenesen aránylik egymás-

hoz. Ezt az összefüggést támasztja alá az *5. ábra* is, amelyen *Oeschger* és *Stauffer* (1986) alapján a különböző mélységekben vett jégminták relatív O^{18} koncentrációját is feltüntettük.

Az óceáni üledékekben levő planktonok és bentoszok oxigén- és szénizotópos vizsgálatát később *Shakleton* és *Pisias* (1985) az utóbbi 340 ezer évre vonatkozóan is elvégezte. A *6. ábra* az egyenlítői Csendes-óceán talapzatában végrehajtott fúrások alapján kapott eredményeiket illusztrálja. Az adatok spektrális analízisével a *7. ábrához* jutunk, Mint látható, a légköri CO_2 időbeli változásainak



4. ábra: A légköri szén-dioxid szintjének múltbeli változása óceáni üledékek (pontozott görbe: *Shackleton* et al., 1983), illetve jégminták (kihúzott görbék: *Neftel* et al., 1982) analízise alapján.

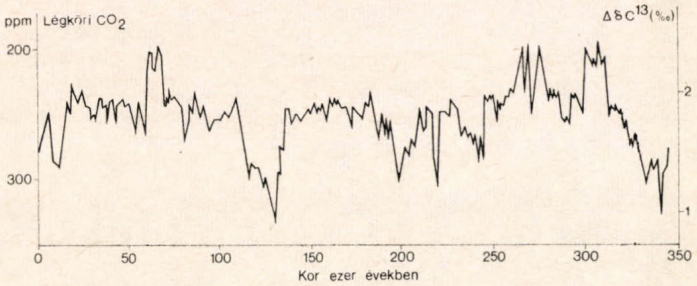


5. ábra: A hőmérsékletet-jellemző O^{18}, illetve a szén-dioxid koncentrációja különböző mélységekben vett grönlandi jégmintákban *Oeschger* és *Stauffer* (1986) szerint. A feltüntetett mélységek a 30 – 40 ezer évvel ezelőtti glaciális időszakra vonatkoznak.

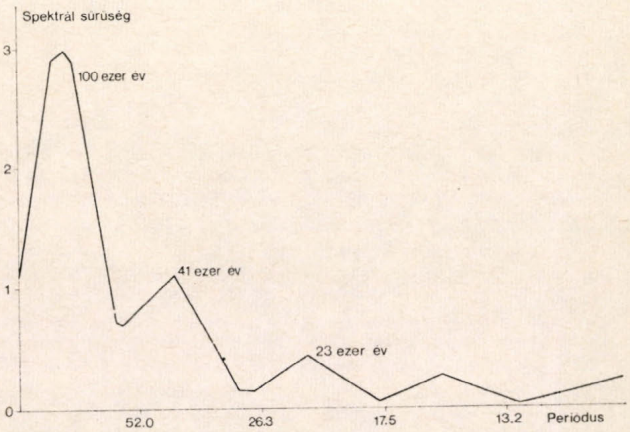
periódusai megegyeznek a hőmérséklet-változások ciklusaival. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy a levegő szén-dioxid koncentrációja is kapcsolatba hozható a Föld pályaelemeinek változásaival.

Számos szerző egybehangzó véleménye szerint a légköri CO_2 szint hidegebb időszakokban megfigyelt csökkenése nem magyarázható az óceánok hőmérsékletének és sótartalmának változásaival. A csökkenést minden valószínűség szerint a biológiai aktivitás növekedése okozza. Azt mondhatjuk tehát, hogy az óceáni

élet a légkör CO_2 tartalmát alapvetően meghatározza. Az már természetesen további kérdés, hogy hűvösebb periódusokban miért növekszik meg a felszíni vizekben a nitrogén és a foszfor koncentrációja. *Broecker* (1982) úgy gondolta, hogy a foszfor koncentrációjának emelkedését az okozza, hogy a visszahúzódó tengervíz a partmenti üledékekből számos anyagot, így foszfátot mos ki. *McElroy* (1986) és munkatársai viszont feltételezik, hogy a jelenség a napsugárzás intenzitásának változásaival függ össze. Végül *Siegenthaler és Wank* (1984) a fotoszintézis erősödését egyértelműen az óceáni cirkuláció módosulásával magyarázza. Min-



6. ábra: A légköri szén-dioxid szintjének változása az elmúlt 340 ezer év folyamán óceáni üledékekben levő planktonok és bentoszok C^{13} analízise alapján (*Shackleton* és *Pisias*, 1985).



7. ábra: A légköri CO_2 változékonyságának spektrális analízise a 6. ábrán látható adatok felhasználásával (*McElroy*, 1986).

denesetre úgy tűnik, hogy az óceánok felszín közeli vizének nitrát és foszfor koncentrációja befolyásolja Földünk éghajlatát, A kérdést még érdekesebbé teszi az a tény, hogy a foszfor óceáni tartózkodási ideje kb. 100 ezer év, ami megegyezik a leglényegesebb éghajlati periódus időtartamával.

A klímaváltozások problémáját azonban a sok új érdekes eredmény ellenére sem tekinthetjük megoldottnak, Modellszámítások eredményei ugyanis arra utalnak (*Pisias* és *Shackleton*, 1984; *Webb* és *Wigley*, 1985), hogy a Föld pályaelemeinek ingadozása miatti napsugárzás és szén-dioxid koncentráció változások egyidejű figyelembe vételével sem kapunk a mérési adatokkal egyező eredményeket. Mindez azt jelenti, hogy ezen a területen további kutatásokra van szükség, amit az is indokol, hogy az emberi tevékenység révén a levegőbe egyre több szén-dioxid kerül, és az ipari forradalom előtti kb. 260 ppm-es értéket (*Raynaud* és *Barnola*, 1985) a CO_2 koncentráció máris jelentősen meghaladja (>340 ppm). A bemutatott vizsgálatok szerint ilyen magas koncentráció az utóbbi kb. 400 ezer év alatt igen ritkán fordult elő[1].

[1] Bizonyos geológiai adatok valószínűvé teszik, hogy a pleisztocén előtti korokban a légköri szén-dioxid szintje jóval meghaladta a jelenlegi értéket (*Gammon* et al., 1985).

4. Következtetések

Az óceáni üledék és a sarki jégtakaró analízise, valamint éghajlati modellszámítások útján kapott újabb eredményeket a következőképpen foglalhatjuk össze.

a) Az éghajlatváltozások szoros kapcsolatban vannak a Föld pályaelemeinek ciklikus változásaival. Bár az utóbbiakkal a hőmérséklet-ingadozások múltbeli amplitúdói teljes mértékben nem magyarázhatók, valószínű, hogy a csillagászati paraméterek a klímaváltozások kiváltó okai.

b) A légköri szén-dioxid koncentrációja a pleisztocénben a hőmérséklettel párhuzamosan változott, erősítve a besugárzás intenzitásának változása miatti hőmérsékleti ingadozásokat.

c) Az óceáni élet, valamint a légköri szén-dioxid szintje, illetve az éghajlat között szoros kapcsolat van.

d) Az éghajlat változásainak tanulmányozását a jövőben a biológiai és földtudományok művelőinek még szorosabb együttműködésével kell tovább folytatnunk.

IRODALOM

Broecker, W. S., 1982: Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Progress in Oceanography 11*, 151–197.

Dansgaard, W., 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus 26*, 436–468.

Frakes, L. A. 1979: *Climates throughout geologic time.* Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.

Gammon, R. H., Sundquist, E. T. and *Fraser, P. J.*, 1985: History of carbon dioxide in the atmosphere. In *Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle* (ed. J. R. Trabalka) 25–62. United States Department of Energy, Washington, D. C.

Hays, J. D., Imbrie, J. and *Shackleton, N. J.*, 1976: Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science 194*, 1121–1132.

Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and *Shackleton, N. J.*, 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In *Milankovitch and climate* (eds.: A. L., Berger et al.), Part I, 269–305. Reidel Publ. Co., Dordrecht.

Kordos, L., 1979: *A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei.* Az Országos Meteorológiai Szolgálat hivatalos kiadványai, L. kötet, Budapest.

McElroy, M. B., 1986: Change in the natural environment of the Earth: the historical record. In *Sustainable development of the biosphere* (eds. W. C. Clark and R. E. Munn), 199–212. Cambridge University Press, Cambridge.

Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B. and *Zumbrunn, R.*, 1982: Ice core measurements give atmospheric CO_2 content during the past 40,000 y. *Nature 295*, 220–223.

Oeschger, H. and *Stauffer, B.*, 1986: Review of the history of atmospheric CO_2 recorded in ice cores. In *The changing carbon cycle: global analysis* (eds. J. R. Trabalka and D. E. Reichle), Springer-Verlag, New York.

Pisias, N. G. and *Shackleton, N. J.*, 1984: Modelling of the gobal climate response to orbital forcing and atmospheric carbon dioxide changes. *Nature 310*, 757–759.

Raynaud, D. and *Barnola, J. M.*, 1985: An Antarctic ice core reveals atmospheric CO_2 variations over the past few centuries. *Nature 315*, 309–311.

Shackleton, N. J. and *Pisias, N. G.*, 1985: Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. *Geophysical Monograph 32*, 303–317.

Shackleton, N. J., Hall, M. A., Line, J. and *Chuxi, C.*, 1983: Carbon isotope data in core V9–30 confirm reduced carbon dioxide concentration in ice age atmosphere. *Nature 306*, 319–322.

Siegenthaler, U. and *Wenk, Th.*, 1984: Rapid atmospheric CO_2 variations and ocean circulation. *Nature 308*, 624–626.

Webb, T. III. and *Wigley, T. M. L.*, 1985: What past climates can indicate about a warmer world. In *The potential climate effects of increasing carbon dioxide* (eds. M. C. MacCraken and F. M. Luther), 237–257. United States Department of Energy, Washington, D. C.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 5. szám, 1987. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 5. Sep – Oct 1987, Budapest

Adatok a Balaton szélklímájához

AMBRÓZY PÁL és PAPP ÉVA, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest, H–1525, Pf. 38.*

On the wind climate of Lake Balaton. New possibilities has been achieved for the detailed description of wind distribution of Lake Balaton due to the siting of automatic wind measuring stations. Using the data collected in 1982 – 1983 detailed picture can be given on the local differences in speed and direction, the diurnal variation of the wind direction (coastal wind) and the wind speed differences blowing from the lake and from the shore on the northern coastline. While on the northern shore the speed of winds blowing from the lake (S, SE,E) is close to the ones blowing from the land (W, NW, N), on the southern shore the latter ones are twice stronger than the southerly-easterly winds (Fig. 4.). The wind directions measured synchronously along the shore show rather large variability (Fig. 6.). Even in the case of large wind speeds, mainly due to orographic effects, great differences can be found in the wind directions (Fig. 7.).

*

Adatok a Balaton szélklímájához. A Balaton szélviszonyainak részletes feltárására az utóbbi években a tó körül telepített automata szélmérők adatai jó lehetőséget biztosítanak. Az 1982 – 1983-ban rögzített adatok segítségével a korábbinál részletesebb képet kaphatunk a lokális különbségekről, a széliránygyakoriság napi menetéről (parti szél), valamint a víz felől, ill. part felől fújó szelek sebességkülönbségétől az északi, ill. déli parton. Míg az északi parton a víz felőli szelek (S, SE, E) sebessége megközelíti a szárazföld felől fújókét (W, NW, N), addig a déli parton az utóbbiak kétszer erősebbek, mint a déli – keleti szelek (4. ábra). A partmenti állomásokon egyidejűleg mért szélirányok meglehetősen nagy szórást mutatnak (6. ábra). Még nagy szélsebességek esetén is – főleg a domborzat hatására – kis távolságon belül jelentős széliránykülönbségek találhatók (7. ábra).

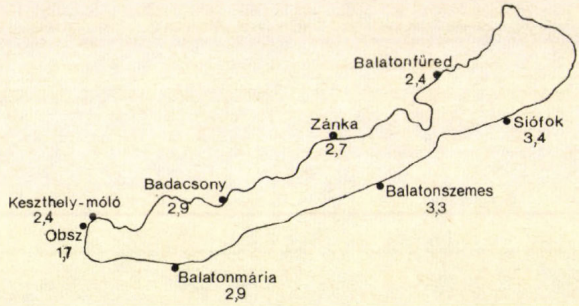
*

A Balaton éghajlatával, s ezen belül az egyik legfontosabb elem, a szél jellegzetességeinek vizsgálatával klimatológus elődeink közül sokan foglalkoztak. Nem csekély a megjelent dolgozatok, közlemények száma sem. Ezek közül itt csak a két legátfogóbb műre utalunk *Béll* és *Takács* (1974), *Götz* (1966), amelyek az 1958 – 1963 közötti „Balaton-kutatás" alapján készültek.

A felszínközeli légáramlás vizsgálatára akkor Siófok és Keszthely óránként regisztrált széladatai, valamint hat klímaállomás napi három alkalommal ún. Wild-féle szélzászlóval mért adatai szolgáltak. Ez utóbbiak nem mind származtak a tó közvetlen partjáról. Ma már lehetőségünk van a tó *közvetlen* partmenti sávjában a hetvenes évek végén elhelyezett automata állomások *(1. ábra) óránkénti* méréseinek felhasználására. Következtetéseink az 1982 – 1983-as év viharjelzési szezonjában (május – szeptember) mért adatok felhasználásával születtek. Az adatok értékelésekor szem előtt kell tartanunk azt, hogy az óránkénti mérések az egyperces átlagolású szélsebességet, a pillanatnyi szélirányt (8-as bontásban) és az elmúlt órában érzékelt maximális szélsebesség nagyságát adják meg. Ez

csak viszonylag nagy esetszám esetén vethető össze az óránkénti szélutat szolgáltató Fuess-műszer szélregisztrátumával, ill. a vizuálisan megállapított széliránnyal. Számításaink során törekedtünk a nagy esetszámra, de egy-két esetben csak egyedi értékekkel dolgoztunk, erre majd utalunk.

Az *I. táblázatban* a két nyári szezon (1982 és 1983) 5–5 hónapi méréseiből számított átlagos szélsebességet mutatjuk be, a napi négy: 1, 7, 13 és 19 órai terminus felhasználásával. Mint várható is volt, a déli parton az átlagsebesség szinte



1. ábra. Szélmérőhálózat a Balaton parti sávjában, és az átlagos szélsebesség m/s-ban (1982 – 83 május – szeptember)

mindenütt magasabb, mint az északin. Az is jól ismert tény, hogy Keszthelyen a parti állomás a nap minden szakában szelesebb, mint a fasorral és épületekkel részben takart obszervatórium.

I. TÁBLÁZAT

A szélsebesség (m/s) *napi menete, 1982 – 83. május – szeptember*

Állomás	Időpont, óra				Átlag
	01	07	13	19	
Siófok	3,3	2,9	3,8	3,2	3,4
Balatonszemes	3,0	2,7	3,8	3,6	3,3
Balatonmária	2,7	2,7	3,4	2,8	2,4
Keszthely obsz.	1,2	1,4	2,6	1,5	1,7
Keszthely, móló	2,0	1,9	3,1	2,5	2,4
Badacsony	2,5	2,8	3,4	3,0	2,9
Zánka	2,5	2,3	3,3	2,6	2,7
Balatonfüred	2,1	2,0	3,3	2,3	2,4

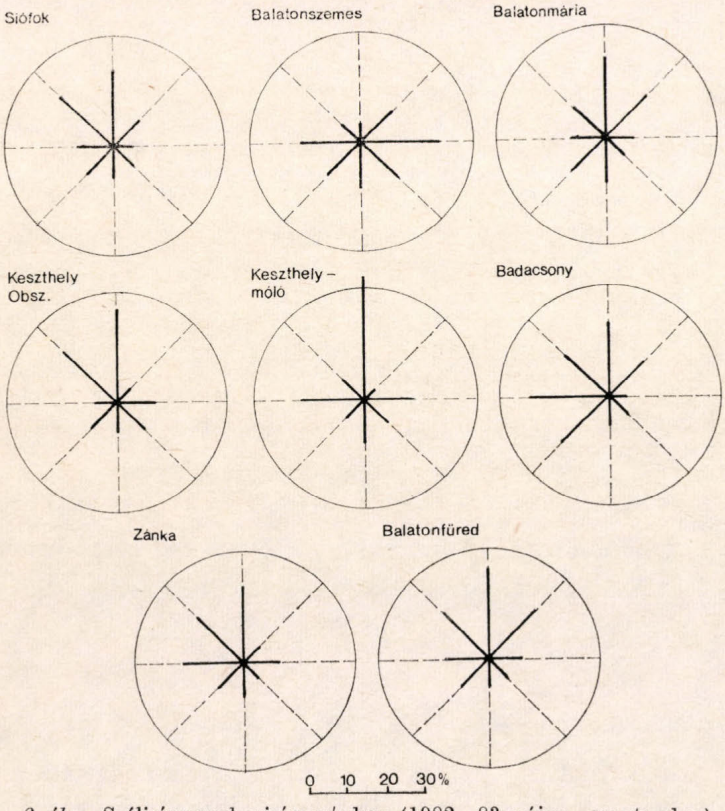
A szélsebesség napi menetét jellemzi mindegyik állomáson az éjszakai-reggeli minimum, déli, kora délutáni maximum. A napi menet a gyenge szelű keszthelyi obszervatóriumban sokkal határozottabb, mint a szabadabb felállítású, a súrlódásnak kevésbé kitett, összes többi parti állomáson.

A *széliránygyakoriságok* Balatonszemes kivételével általában hasonló eloszlást mutatnak *(2. ábra)*. Balatonszemesen átmeneti műszerhiba okozta az északias szeleket nagymértékben nélkülöző eloszlást. A műszer által azonosíthatatlan irányúnak kódolt szelek (elég jelentős volt a számuk) valószínűleg mind az északias irányokba estek. A kérdés azonban még behatóbb vizsgálatot érdemel.

Megkíséreltük a széliránygyakoriság napi menetében rejlő sajátosságokat is feltárni. Minden állomáson négy időpontra elkészítve a szélrózsákat, úgy találtuk, hogy az esti, az éjszakai és a kora reggeli széleloszlás eléggé hasonlított egymásra, a nappali (13 órás) viszont ezektől helyenként határozottan eltért. Példaként a déli partról a balatonmáriai, az északiról a zánkai 01 és 13 órai eloszlást mutatjuk be. Látható, hogy a déli parton napközben az északias, az északi parton a délies

szelek gyakorisága megnőtt, vagyis kimutatható a parti szél nappali ága *(3. ábra)*, de – összevetve a 2. ábra időben nem bontott széliránygyakoriságával – az éjszakai eloszlásban is felfedezhető a szárazföld felől fújó szelek gyakoriságának megnövekedése. A jelenség talán még markánsabban mutatkozna, ha leválasztottuk volna a frontális tevékenységhez kapcsolódó erős szeleket.

Figyelmet érdemelhet az is, hogy különböző szélirányok esetén hogyan befolyásolja a Balaton a parti állomásokon a *szélsebesség* alakulását. Az közismert,

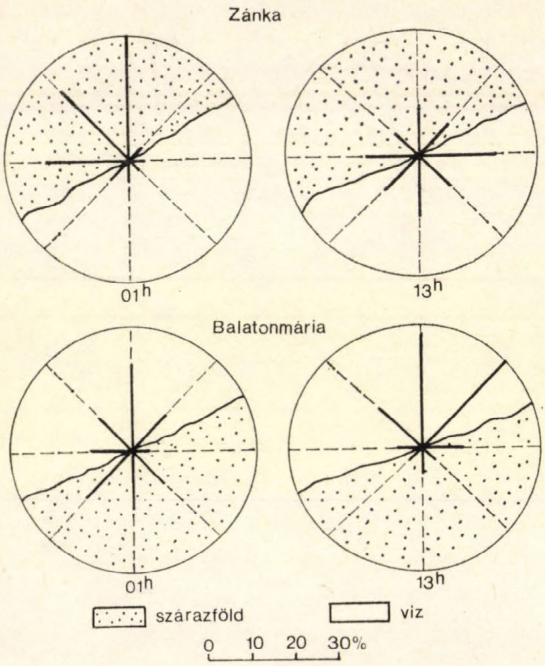


2. ábra. Széliránygyakoriság m/s-ban (1982 – 83 május – szeptember)

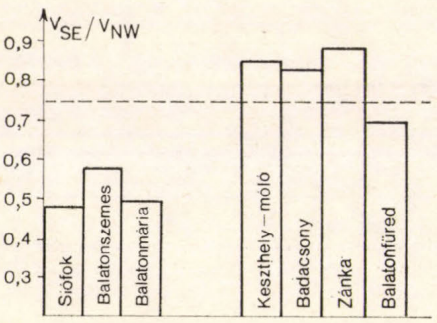
hogy a part mentén elhelyezkedő siófoki állomásunkon az *átlagos* szélsebesség számottevően meghaladja a környékbeli, de nem parti állomások szélsebességét. Ebben fontos szerepet játszik az, hogy az uralkodó, és más állomásokon is nagyobb átlagos sebességű NW szélirány itt éppen víz felőli, tehát a súrlódás sebességet csökkentő hatása a leggyakoribb szeleknél hiányzik. De mi a helyzet vajon a másik parton, ahol az északnyugati szél már nem a víz felől érkezik az állomásokra? A kérdés eldöntésére kettéválasztottuk a szélirányokat, és a hozzájuk tartozó átlagsebességeket, mégpedig a Balaton tengelye menti irányban (ESE – WSW). Eszerint az északi parton az ESE – WSW irányok közötti szeleket víz felőli szeleknek, míg ugyanezeket a déli parton szárazföld felőlieknek tekintettük, a WSW – ESE szektorbelieket pedig éppen fordítva. Kérdés, hogy az így szétválasztott szelek sebességeiben milyen sajátosságokat találunk.

Ha nem lenne a Balaton, az ESE – WSW szektorba eső szelek átlag-sebessége a WSW – ESE irányúakénak kb. 0,75-szöröse lenne. (Alapul Mencshely és Ireg-

szemcse 8 évi, óránkénti mérési adatai szolgálnak, az előbbin 0,74, az utóbbin 0,76 ez a hányados). Várható, hogy a déli parton a keleti–déli szelek átlagsebessége a nyugati–északi szelekhez képest 0,75-nél kisebb, az északi parton pedig nagyobb hányadost eredményez. Mint a *4. ábrán* látható, a déli parton ez az érték 0,48–0,57 között van, míg az északin 0,70–0,89 között. A „Balaton nélküli"



3. ábra: Széliránygyakoriság (%) 01 és 13 órakor egy északi és egy déli partmenti állomáson



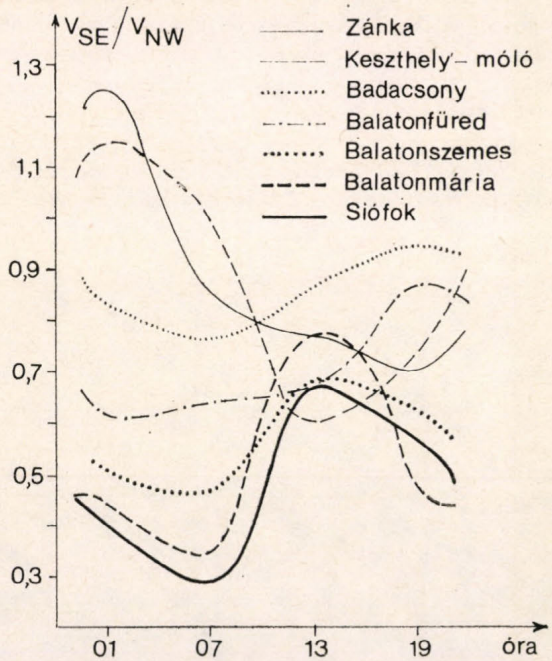
4. ábra: A déli–keleti szelek sebességének hányadosa és az északi–nyugati szektorból fújó (V_{SE}/V_{NW}) a Balaton déli és északi partján

állapotot a 0,75-ös értéket jelző szaggatott vonal jelentené. A két part eltérő szélviszonyai így számszerűleg is kimutathatók.

Az északi parton a délies–keleties szelek átlagsebessége megközelíti a nyugatias–északias szelekét, míg a déli parton alig több, mint ezeknek 50%-a.

Nagyon is váratlan és fizikailag nehezen magyarázható a napi menete ennek a hányadosnak. A déli part állomásainak az *5. ábrán* bemutatott görbéi szinte párhuzamosan futva, kora reggeli minimumot, ill. délutáni maximumot mutatnak, s ez azt jelenti, hogy éjszaka és reggel a part felőli szelek eredő szélvektora sokkal kisebb a vízfelőlihez képest, mint nappal. Ez pedig pont ellentétes azzal, amit a termikus különbségekből adódó parti légcirkuláció produkálna (éjszaka

erősebb keleti komponens, nappal erősebb nyugati komponens). Az ellentmondást talán az oldja fel, hogy a viszonylag erős és tartós délies prefrontális szelek a nappali órákban erősödnek, fel, teljesen elnyomva a parti légcirkulációt. Gyakoriságuk nem túl nagy, de a hozzájuk tartozó magas sebességértékek miatt ezek alakítják a hányados értékét a déli órákban.



	01	07	13	19	
	0,96	0,82	0,72	0,81	É. part
	0,44	0,36	0,72	0,55	D. part

5. ábra: A V_{SE}/V_{NW} hányados napi menete. Az ábra alatt az északi és a déli partra számított átlagokat közöljük

Az északi parton a két szélkomponens hányadosa sokkal jellegtelenebb napi menetet mutat, a szórás igen nagy. Mindenesetre, a négy északi parti állomás e hányadosainak közepelt értéke 13 órakor mutat minimumot, értéke pedig éppen megegyezik a déli partéval. Ismét nehéz magyarázatot találni arra, miért nagyobb a keleties szélkomponens értéke éjszaka, mint nappal.

A balatoni időjárás előrejelzésében kiemelt a jelentősége a szélirány előrejelzésének. Kérdés, mily pontosságot lehet egyáltalán elérni a Balaton változatos domborzatú parti térségében? Vizsgálatunk arra irányult, hogy az *egyidejűleg* mért szélirányoknak milyen a szórása a part mentén. Kiindulásul mindig a siófoki szélirányt vettük, és ehhez határoztuk meg a többi állomáson a szélirányok gyakorisági eloszlását. Az eredmény igen meglepő volt, amint azt a *6/a, b, c, d. ábrán* láthatjuk. (Az ábra nagy terjedelme miatt csak Balatonmária, Keszthely-móló, Badacsony és Balatonfüred széleloszlását mutatjuk be.) A szórás a vártnál sokkal nagyobb lett. Igaz, itt nem voltunk tekintettel a szélirány napi menetére (parti szél), de ez nem is olyan jelentős, hogy ekkora szórást megmagyarázzon.

Siófokon négy szélirányt vizsgálva az alábbi megjegyzéseket tehetjük:

NE: Balatonmária és Balatonfüred igen jó egyezést mutat. Meglepő Badacsony szélirányeloszlása (6/a. ábra).

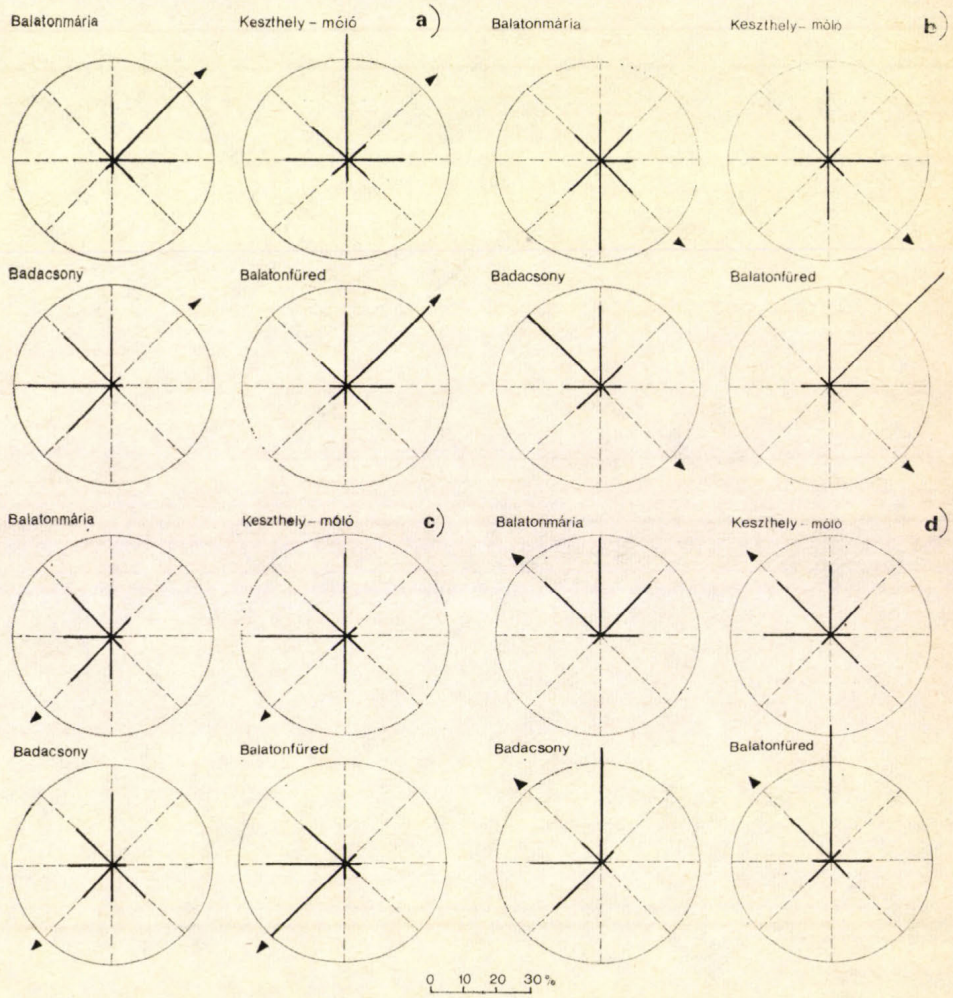
SE: Általában ehhez az irányhoz tartoznak a leggyengébb szelek, így itt szórnak legjobban a szélirányok (6/b. ábra).

SW: Balatonfüred igen jól egyezik, a többi állomás szórása igen nagy (6/c. ábra).

NW: Balatonfüred igen jó, még Keszthely is elfogadható. Balatonmárián nincs magyarázat a viszonylag sok NE és E szélre (6/d. ábra).

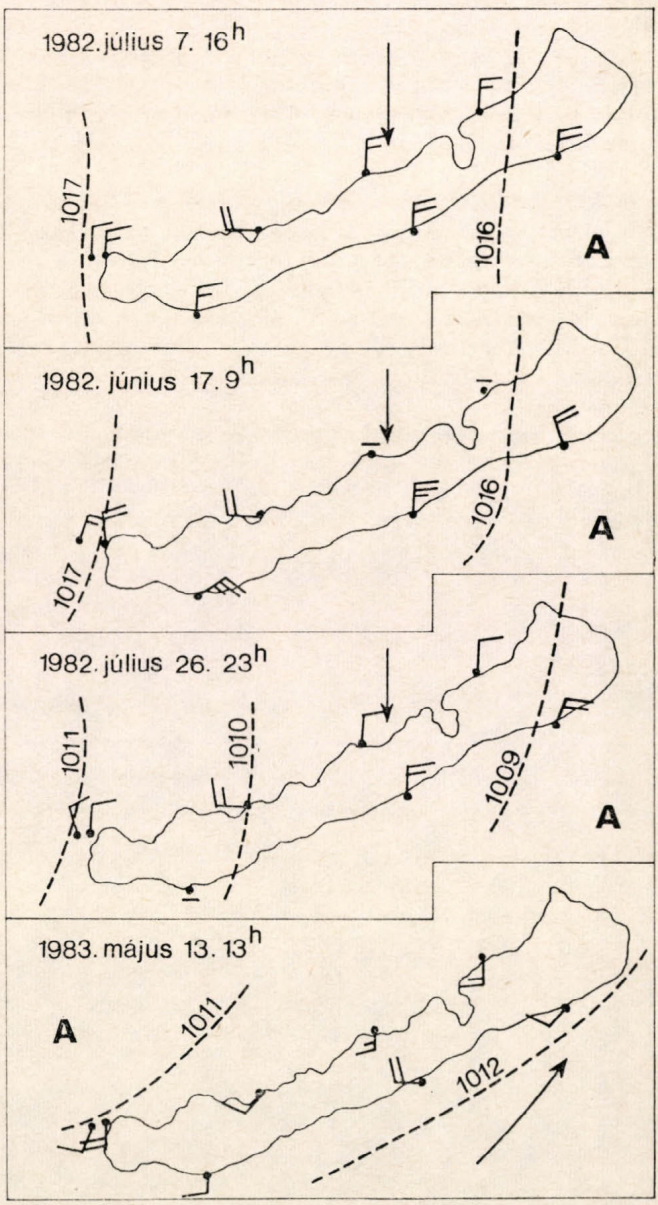
A fentiekből az a tanulság vonható le, hogy a tó partvidékén a szélirány igen jelentős szórására számíthatunk, amiben bizonyára szerepe van a parti szélnek, és – főleg az északi parton – a donborzati viszonyoknak. Megjegyezzük, hogy vizsgálatunk során a szélsebesség nagyságát nem vettük tekintetbe az osztályozáskor, azonban az igen gyenge, 2 m/s alatti szeleket figyelmen kívül hagytuk.

Végezetül bemutatunk néhány olyan esetet, (*7. ábra* felső három rajza), amikor Siófokon legalább hat órán keresztül, 10 m/s, vagy annál erősebb szél



6. ábra: Szélirányeloszlás néhány parti állomáson, amikor Siófokon NE, SE, SW, ill. NW volt a szél iránya

fújt. Ilyen szélsebesség idején a termikus eredetű parti cirkuláció eltűnik, tehát a szélirányt mindenek előtt a légnyomási mező kell, hogy meghatározza. Valóban, a szélirányok az egész Balaton mentén majd mindenütt párhuzamosak az izobárokkal (szaggatott vonalak). Szembetűnik azonban Badacsony következetesen nyugati szele és az 1982. június 17-i példánál Balatonmária északkeleti szele. Ez utóbbi bizonyára annak köszönhető, hogy az egyébként jól mérő műszer szélirányjelzője éppen északkeletre kicsit kilengett a mérés pillanatában. A badacsonyi nyugati szelek azért is meglepők, mert a nagytömegű statisztikai feldol-



7. ábra: Szélirány- és sebességeloszlás a Balaton partján három északi és egy déli irányítású időjárási helyzetben

gozásban az északi és északnyugati szél ott igen nagy gyakoriságú. Miért éppen a viharos szelek idején jelentkezik a hegy áramlást mutató hatása? A választ valószínűleg csak a badacsonyi széladatok részletesebb analízise adná meg.

Az ábra negyedik térképe egy tipikus prefrontális helyzet széleloszlását szemlélteti (erős déli szél az északi parton).

Végül még egy következtetést levonhatunk erről az ábráról: Erős északi szelek esetén nem egyszer előfordul, hogy a déli part mentén, Balatonmárián vagy Balatonszemesen erősebb szél fúj, mint Siófokon, ahol nagyobb lehetősége van a szélnek felgyorsulnia a kb. kétszer szélesebb víztükör miatt. Ez nem közömbös a viharjelzés szempontjából!

Vizsgálataink során a szélmérő automatákkal nyert adatokról megállapítottuk, hogy elsődleges céljukon — a viharjelzés kiszolgálásán túl éghajlati feldolgozásokra is alkalmasak. Természetesen, a felhasználás előtt, mint minden nyers adatsornál, itt is ki kell szűrni az érzékeny műszerek elkerülhetetlenül adódó mérési hibáit.

Az adatok elemzése során gyakran találkoztunk olyan esettel, amikor 1—2 m/s-os átlagszélhez 8—9 m/s-os lökések tartoztak. Ennek nyilván az átlagszél képzésekor alkalmazott rövid (egyperces) átlagolási idő az oka. Ha mód nyílnék nagyobb átlagolási időt venni — természetesen, ha ez találkozik a viharjelző szolgálat egyetértésével is —, az ilyen nagy eltérések bizonyára csökkennének. Előfordultak persze olyan esetek is, amikor az átlagszél megközelítette a maximális széllökés értékét, de ez kevésbé feltűnő, és a víz felőli szél esetén fizikailag helytálló is.

Ugyanez a gondunk a szélirány átlagolási idejével is. A vitorla tehetetlenségének kis mértékű növelése, vagy a pillanatnyi szélirány helyett egy-két perces átlag számítása éghajlati szempontból tovább növelné a partmenti széladatok értékét.

IRODALOM

Béll Béla és Takács Lajos (szerk.) 1974: *A Balaton éghajlata.* OMSZ. Hiv. Kiadv. XL. kötet, Budapest.

Götz Gusztáv (szerk.) 1966: *Sturmwarnung am Balatonsee.* OMSZ Hiv. Kiadv. XXX. kötet, Budapest.

IRODALOM

MANABE, S. *(szerk.)*: **Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling, Part B: Weather Dynamics** *(A légkör és óceán modellezésének kérdései. B. rész: Időjárás dinamika)*. Advances in Geopgysics, Vol. 28, Academic Press, New York, 1985. 432 oldal.

A könyv egy kétkötetes mű második kötete, amelynek négy része az időjárás numerikus előrejelzésével, a mezoléptékű dinamikával, a trópusi dinamikával, valamint a turbulenciával és a konvekcióval foglalkozik. Amint azt *S. Manabe*, a szerkesztő az előszóban írja: a könyv fő célja annak a kérdésnek vizsgálata, hogy a légkör és óceán modellezése, valamint az ezzel kapcsolatos elméleti és diagnosztikai tanulmányok mennyire aktuálisak napjainkban.

Az első rész I. fejezetét *L. Bengtsson* írta. Összefoglalást ad azon fizikai-meteorológiai folyamatokról, amelyek a közepes időskálán döntő jelentőségűek, és így alapul szolgálnak a középtávú előrejelzésben. Ismerteti a hidro-termodinamikai egyenletrendszer általuk felhasznált alakját, majd vázlatos áttekintést nyújt a most és a közelmúltban alkalmazott véges differencia sémákról. Tárgyalja a sugárzás és a felhőzet, a planetáris határréteg és a nedvesség-konvekció parametrizációját. Sorra veszi azokat a változásokat, amelyek az utóbbi években mentek végbe az ECMWF-nél, és amelyeknek köszönhetően némiképp javultak az előrejelzések. Ezen változások közt említi, hogy a rácspont modellt felváltotta a spektrális modell, valamint, hogy bevezettek egy új orográfia reprezentációt. Külön elemzi az északi és déli hemiszférára, illetve a trópusi területekre vonatkozó modell-előrejelzések jóságát. Végezetül azokkal a szisztematikus hibákkal foglalkozik, amelyek jövőbeni kiküszöbölésével a hatékony középtávú előrejelzés időkorlátja 2 – 4 nappal megnövekedhet.

A második fejezetet „*Hosszabb távú előrejelzés*" címmel *K. Miyakoda* és *J. Sirutis* írták. Nyomon követik a 10-napos előrejelzési modellek kifejlesztésének elmúlt néhány évtizedes történetét. A sort egy hemiszférikus általános cirkulációs modellel (GCM) kezdik, amelyet már a 60-as években alkalmaztak klímatanulmányozásra és előrejelzési kísérletek céljára. Az előrejelzési kísérletekben a következő korszakot a 75 – 85-ös időszak képviseli, amikor a fő célt a havi előrejelzések kifejlesztésében tűzték ki. Az erre a célra kiválasztott modell eredményeit tesztelték annak megállapítása végett, hogy a sztohasztikusság milyen mértékben jellemző a hónapos időtávra. Az elkövetkező évtizedben várhatóan különös figyelmet fognak szentelni az évszakos előrejelzések kifejlesztésének. Ezzel kapcsolatban az egyik sorsdöntő kérdés az, hogy ezen a skálán egyáltalán értelme van-e előrejelzésnek és ha igen, mi a felső korlát. Az évszakos előrejelzések kidolgozásában két út tűnik járhatónak: egyrészt a lassan változó komponensek változékonysági mechanizmusának, másrészt a „jel" hosszútávú evolúciós folyamatának kutatása.

A harmadik fejezetben *J. Shukla* az előrejelezhetőséggel foglalkozik. A légköri áramlások determinisztikus folyamatakénti előrejelezhetőségének felső korlátja van elsősorban azért, mert a légköri cirkulációt prognosztizáló egyenletek nem lineárisak, és a légkörben a szél, a hőmérséklet és a nedvesség térbeli gradiense mindig lehetővé teszi a hidrodinamikai és termodinamikai instabilitás növekedését. Egy adott modell esetén az előrejelezhetőségi korlátra a legkézenfekvőbb definíció az az időtartam, amelyen belül két csekély kezdeti állapotbeli különbségű előrejelzés eltérése eléri azt az értéket, amelyet két véletlenszerűen választott kezdeti állapotból kiinduló előrejelzés mutat. *J. Shukla* áttekintést ad azokról az első próbálkozásokról, amelyek az előrejelezhetőség meghatározására irányultak. A 60-as évek közepén jelentek meg az első olyan előrejelezhetőségi tanulmányok, amelyek GCM-eket használtak. Napjainkban megújult érdeklődés övezi a problémakört: a hiba növekedési arányát elkülönítve vizsgálják térben és időben, valamint a különböző térbeli skálák, a térbeli felbontás és a kezdeti állapot típusainak vonatkozásában. A hiba növekedési aránya szempontjából döntő jelentőségű a tömeg- és mozgás-mezők dinamikai egyensúlyának, valamint a GCM input adataiként szereplő megfigyelések és a modellben használt határfeltételek konzisztenciájának kérdése. Ismerteti a szerző az erre vonatkozó saját kutatási eredményeit, majd a meteorológiai elemek tér- és idő-átlagainak előrejelezhetőségét vizsgálja.

Az adatasszimilációs eljárásokkal *W. Bourke*, *R. Seaman* és *K. Puri* foglalkozik a könyvben. A numerikus előrejelzés elmúlt 15 évi történetének egyik fő jellegzetessége, hogy a két hagyományosan szeparált funkció, nevezetesen az objektív numerikus analízis és a numerikus modell-előrejelzés összeolvadt egy összetett eljárássá, amelyet ma négy-dimenziós adatasszimiláció néven emlegetnek.

Korszerű megközelítésben ez a következő négy komponensből áll: a megfigyelési adatbázis, az objektív analízis, az inicializációs algoritmus és az előrejelzési modell. Az objektív analízis tekintetében széles körben elterjedt módszer az optimális intepolációs, amelynek alapelve, hogy a megfigyelési hibák és az „első közelítés"-mező hibáinak statisztikai szerkezetét figyelembe véve minimalizálható az átlagos interpolációs négyzetes hiba. Az inicializációra általában azért van szükség, mert a primitív egyenleteken alapuló modellek megengednek olyan gravitációs hullám megoldásokat, amelyek a légkörben előfordulónál jóval nagyobb amplitudóval jelennek meg. Ezek kiküszöbölésére dolgozták ki a nemlineáris normál módus inicializációs módszert. A jelenlegi asszimilációs sémákat tekintve ezek alkalmazzák mind a folytonos, mind a szakaszos adatbevitelt.

A második rész első fejezetében *R. A. Anthes* és szerzőtársai a mezoskálájú légköri mozgások előrejelezhetőségéről írnak. A légkörben két fő tényező korlátozza az előrejelezhetőséget. Az egyik az instabilitások jelenléte, amely a fázistérben szomszédos trajektóriák divergálását okozza, a másik pedig a hullám-spektrum különböző komponensei közti nemlineáris kölcsönhatások tényе. A szerzők ismertetik az ezen két tényező hatásmechanizmusára vonatkozó korábbi kísérleteket, amelyek eredményei elég pesszimista képet festettek az adott skálájú jelenségek előrejelezhetőségéről. Egyúttal megismerhetjük a jelenlegi álláspontot is, amely cáfolja a korábbi véleményeket.

Ezt követően *R. A. Pielke* a termikus és orografikus eredetű mezoskálájú rendszerekről ír. A termikus áramok olyan cirkulációknak tekinthetők, amelyeket a földfelszín különböző mértékű felmelegedése okoz. A termikus mezoskálájú rendszerek négy fő típusban sorolhatók amelyek a szárazföldi- és tengeriszél, a hegy-völgy áramok, a „tó-effektus" viharok és a városi, cirkulációk. A termikusan vezérelt mezoskálájú cirkulációkra nagy mértékben hat a nemlineáris advekció és a turbulens diffúzió. Az orografikus mezoskálájú rendszerek a nagyobb skálájú áramlásoknak a felszíni inhomogenitások következtében létrejött perturbáció miatt alakulnak ki donborzati akadályok közelében jelentkező advekció formájában. A szerző bemutatja azokat az eredményeket, amelyeket az ezen rendszerekkel foglalkozó analitikus és numerikus modellezéssel értek el.

A következő fejezetet *I. Orlanski* és társai írták a légköri frontok elméletének fejlődéséről. A légköri frontok tanulmányozásában elért első kiemelkedő eredmények felsorolása után a szerzők a baroklín hullámok és a frontok kapcsolatával foglalkoznak. Már a korai numerikus szimulációkból kiderült, hogy a növekvő amplitudójú baroklín hullámok következtében létrejönnek olyan területek, amelyeket frontális zónára emlékeztető nagy hőmérsékleti gradiens jellemez. Ez alapján vetődött fel az a hipotézis, miszerint az ilyen hullámokhoz kapcsolódó deformációs mező a frontogenezis szükséges feltétele. Később *Hoskins* és *Bretrerton* kidolgoztak egy analitikus modellt, amelyben a szemigeosztrófikus közelítés segítségével gyakorlatilag az összes korábbi eredményt sikerült reprodukálni azzal az előnnyel, hogy a frontogenezis-problémára analitikus megoldást adtak. A szerzők foglalkoznak a kifejlett frontokkal, dinamikus egyensúlyukkal, valamint néhány modell-kísérlet eredményeivel. Egy esettanulmányban elemzik a hidegfront szerkezetét is.

A harmadik rész első fejezetében *Y. Kurihara* a trópusi ciklonok numerikus modellezésével foglalkozik. A statisztikai vizsgálatok szerint évente mintegy 80 trópusi ciklon keletkezik, és ezeknek fele-kétharmada végül eléri a hurrikán erősséget. A trópusi ciklonok egyfelől be vannak ágyazva nagyobb skálájú környezetükbe, és vele kölcsönhatásban vannak, másfelől kisebb skálájú struktúrákat tartalmaznak, amelyek lényegesek a rendszer fejlődése és fennmaradása szempontjából. A szinoptikus skála, a hurrikánörvény skálája és a cumulus-konvekció skálája közötti kölcsönhatás az ú.n. hurrikán-dinamika egészen egyedülálló sajátossága. A hurrikán-dinamika másik jellegzetessége az a kapcsolat a határréteggel, amely magában foglalja a kölcsönhatást a tenger- vagy szárazföld-felszínnel. A keleties hullámokból létrejövő viharok fejlődését a szerző a könyvben részletesen bemutatott modellel tanulmányozza. Az eredmények alapján a modell ugyanazon kezdeti hiullámból a környezeti és felszíni viszonyoktól függően produkálhat egy fejlődő vihart éppúgy, mint egy stagnáló rendszert. A szerző elemzi azokat a tényezőket, amelyek befolyásolják a trópusi vihar kialakulását, majd azon pozitív visszacsatolási mechanizmust tárgyalja, amelynek következtében a trópusi vihar tovább fejlődhet erős örvénnyé vagy pl. hurrikánná.

A következő fejezetet *T. N. Krishnamurti* írta az alacsony szélességekre vonatkozó numerikus előrejelzésről. A trópusi területekre kidolgozott regionális modellek egyszerű megmaradási törvényeket, vagy általánosabb primitív egyenleteket használnak, a globális modell pedig egy többszintes, nagyfelbontású spektrális modell. A trópusi modellekben szükség van az inicializációra ahhoz, hogy helyesen produkálják a gravitációs divergens módusokat, mint például a *Hadley – Walker* cirkulációt, vagy a vihar-skálájú divergens cirkulációkat. Ilyen eljárásokról, valamint a cumulus-konvekció és a sugárzás parametrizációjáról részletes leírást ad a szerző.

Az utolsó rész első fejezetében *J. W. Deardoff* a szub-grid-skálájú turbulencia modellezéséről ír. Egy numerikus modell sosem képes felbontani az olyan mozgás-skálákat, amelyeknek hosszbeli kiterjedése kisebb a rácstávolság kétszeresénél. Mivel a kormányzó egyenletekben a függő változók parciális deriváltjai szerepelnek, és a legnagyobb gradiensek javarészt a grid-skálánál jóval kisebb skálájú rendszerekben fordulnak elő, a kormányzó egyenleteket átlagolni kell. Ez az eljárás az ún. grid-skálájú *Reynolds*-átlagolás, amelyet végrehajtva az eredeti egyenletek formailag megváltoz-

nak, kiegészülnek a „*Reynolds*-fluxusokkal". Ezek a tagok képviselik az egyenletekben a szubgrid-skálájú turbulenciát, s ennek modellezhetőségével foglalkozik a szerző.

A következő fejezetet „*Halmaz-átlag és a turbulencia lezárása*" címmel *G. L. Mellor* írta. Értelmezi a turbulencia integrális makroskáláját, kifejti, hogy a lokális lezárás meglepően jól alkalmazható annak ellenére, hogy a turbulens makroskála nem elhanyagolható a határréteg méretéhez képest. Részletesen elemzi a halmazátlaggal felírt Reynolds-feszültség transzport egyenletet. Ismerteti a *Kolmogorov* és *Rotta* által kidolgozott lezárási hipotézist, majd a numerikus modell-alkalmazásokról ír.

Ezt követően *H. A. Panofsky* a planetáris határréteggel foglalkozik. Vizsgálja a planetáris határréteg vastagságát a napszak és a szélerősség függvényében, figyelembe véve, hogy a két fő hatótényező a mechanikus és a konvektív eredetű turbulencia. Felírja és elemzi a planetáris határréteg egyenleteit, amelyekben bizonyos egyszerűsítésekhez — *Reynolds* pusztulátum, *Boussinesq* közelítés — folyamodik. Ezek után a felszínközeli réteggel, az egyenletek első- és másodrendű lezárásával, majd a határréteg modellekkel foglalkozik.

Végül az utolsó fejezet, amelyet *Y. Ogura* írt, a konvekció modellezését tárgyalja. A szerző foglalkozik a *Bénard—Rayleigh* konvekcióval abból a célból, hogy rávilágítson: még a legegyszerűbb folyadék elrendeződése esetén is mennyire eltérő áramlási viszonyok alakulhatnak ki. A fejezet hátralevő részében a légköri konvekciók néhány sajátságos vonásának ismertetése után a sekély és magas nedves-konvekciókról, majd a cumulus felhőknek nagyobb skálájú környezetükre való visszahatásáról ír.

A röviden bemutatott kötet a modern numerikus prognosztika fejlődésének főbb irányairól, az elvi és gyakorlati problémák széles köréről nyújt nagyon jó összefoglalást. A témakört közvetlenül művelő szakembereken kívül haszonnal forgathatják a kötetet az előrejelzés területén dolgozó szakemberek, valamint az egyetemek felsőbb évfolyamos hallgatói is.

Radnóti Gábor

MÓRI F. TAMÁS—SZÉKELY J. GÁBOR *(szerkesztők):* **Többváltozós statisztikai analízis** Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1986. 393 old.

A könyv azokból az előadásokból fejlődött ki, amelyeket a Bólyai János Matematikai Társulat szervezésében *Tusnády Gábor* és *Gulyás Ottó* irányításával az egyes fejezetek szerzői tartottak, hogy a többváltozós statisztikai analízis utóbbi egy-két évtizedben elért eredményeit közel hozzák a szakmberek szélesebb rétegéhez. Az előadások először a KMI matematikai szemináriumán hangzottak el. A 17 fejezetből álló kötet 13 szerző munkájának eredményeként született. A statisztikai alapfogalmakról a könyv végén található kislexikon, a felhasznált lineáris algebrai ismeretekről pedig a függelék ad tájékoztatást. A szerzők feltételezték, hogy az olvasó már birtokában van a matematikát is oktató felsőfokú oktatási intézményekben megszerezhető alapvető lineáris algebrai, analízis-, valószínűségszámítási ismereteknek.

Az első három fejezetben a többdimenziós normális eloszlás fogalmát, alapvető tulajdonságait és paramétereinek statisztikai elemzéséhez szükséges valószínűségszámítási eszközöket, a negyedik fejezetben a többdimenziós normális eloszlás várhatóérték-vektorára és szórásmátrixára vonatkozó becslés- és hipotézisvizsgálat módszereit ismertetik a szerzők.

Az 5., 6., 7. és 8. fejezet a vektor valószínűségi változók közötti kapcsolattal foglalkozik, így áttekintést kapunk a főkomponens- és faktoranalízisről, valamint a kanonikus korreláció számításról. A faktor- és főkomponens analízis a többváltozós statisztikai feldolgozások alapvető eszközei közé tartozik. Alkalmazásuk a meteorológiában pl. lehetővé teszi a légköri elemegyüttesek párhuzamos vizsgálatai alkalmával a komponensek egymásrahatásának az értékelését, a számítási egyszerűsítéseket és a kódzsugorítást. A meteorológiai gyakorlatban az ezekkel szoros kapcsolatban álló természetes ortogonális sorfejtés (EOF) a meteorológiai mezők kezelésének általánosan elfogadott módszere. A hazai gyakorlatban eddig kevéssé alkalmazott kanonikus korrelációanalízis pedig változócsoportok egymás közötti összefüggésének vizsgálatára és az egyidejűleg tárolt adatbázisok közötti redundáns információ mérésére alkalmas eszköz.

A 9. fejezet témája a lineáris modellekben történő becslés és hipotézisvizsgálat, valamint a szórásanalízis. A 10. fejezet a meteorológiai gyakorlatban is több helyen alkalmazott osztályozási módszerekről ad áttekintést. Így megtalálhatók a legközelebbi társ módszerre, a lineáris és szakaszonként lineáris szeparálásra és a clusteranalízisre vonatkozó legfontosabb ismeretek. A legközelebbi társ módszer a meteorológiai közép- és hosszútávú előrejelzésben alapvető fontosságú analógiás eljárásnak a matematikai megfelelője. Ily módon a korábban intuitívnak vagy heurisztikusnak

tekintett módszer pontos matematikai magyarázatot kapott. A clusteranalízis a kódzsugorítás, a tartalom szerinti csoportosítás másik eszköze, mező- és adategyüttesek tartalom szerinti hasonlósági csoportokba szervezését végzi. Különösen elterjedt az időjárási helyzetek (pontosabban makroszinoptikus típusok) számítógépes objektív és automatizált tipizálására. A 11. és 12. fejezetben a kontingenciatáblázatok loglineáris elemzésével és a minimális diszkrimináló információ módszerével ismerkedhetünk meg. A 13. fejezet egy újszerű osztályozási eljárást, az ún. többdimenziós skálázást mutatja be.

A 14. és 15. fejezetben a szimultán döntés paraméteres módszereiről kapunk áttekintést. A 16. fejezet a matematikai statisztikában az ismeretlen paraméterek becslésének legelterjedtebb és elméletileg is legjobban megalapozott módszerével, a *maximum likelihoad* módszerrel és ennek tulajdonságaival, valamint alkalmazási lehetőségeivel foglalkozik. Itt kell megemlíteni, hogy a meteorológiában a legszélesebb körben elterjedt többváltozós statisztikai eszköz a regressziós modellek családja. Ennek következtében a regressziós módszerek a meteorológiai előrejelzés alapvető eljárásai, alkalmazásuk a statisztikai előrejelzésen kívül az adatpótlás, az interpoláció területére is kiterjed.

A kötet utolsó fejezete a többváltozós statisztikai analízis leggyakrabban használt számítógépes eljárásait foglalja össze, részletesen pedig a BMDP Statistical Software cég 1981-es programcsomagját ismerteti. A BMDP programcsomag a hazai meteorológusok számára is rendelkezésre áll, de jelen leg az IBM SSP szubrutin könyvtár használata sokkal népszerűbb, elsősorban a szubrutinok rugalmas kezelhetősége miatt. Az SSP programcsomag az OMSZ Számítóközpont BASF és TPA típusú számítógépein egyaránt rendelkezésre áll. Folyamatban van egy az SSP-re támaszkodó, felhasználó orientált, statisztikus programcsomag összeállítása, amely a könyv legfontosabb módszereit valósítja meg.

Összességében egy széleskörűen használható, várhatóan a meteorológusok körében is hamar népszerűvé váló kötettel lett gazdagabb a magyar nyelvű statisztikai szakirodalom. A kötet értékét tovább növeli a nagyszámú (fejezetenként harminc – száz) irodalmi hivatkozás.

Ihász István

PICHLER, H.: **Dynamik der Atmosphäre** *(A légkör dinamikája)*. Bibliographisches Institut, Mannheim, Wien, Zürich, 1984., 456 oldal, 91 ábra + 7 táblázat.

A közelmúltban jelent meg *Helmut Pichler* professzor tankönyve, aki az innsbrucki egyetemen „Elméleti meteorológia" címmel tartott előadásokat. A könyv ezeknek a kollégiumoknak az anyagát tartalmazza. Más hasonló összeállításhoz képest, formailag szerényebb kiállítású, de éppen ezért lényegesen olcsóbb is, ami nem megvetendő szempont tankönyv esetén.

A szerző a könyv előszavában meteorológus egyetemi hallgatóknak, de ezen kívül hidrológusoknak, geofizikusoknak, hidrodinamikával és alkalmazott matematikával foglalkozó szakembereknek ajánlja művét. Ez a széles körű ajánlás nem is tűnik túlzásnak, ha áttekintjük a kötet tartalmát. Az első fejezet (2 oldal) után a második fejezetben (52 oldal) olyan összefoglalását találjuk a dinamikus meteorológia tanulmányozásához nélkülözhetetlen vektor- és tenzoranalízisbeli fogalmaknak és tételeknek, amilyet eddig többnyire csak száraz matmatikai tankönyvekből ismerhettünk meg. Az alapvető definícióktól kezdve a Gauss – Osztrogradszkij- és a Stokes-tételen át a mérleg-, valamint a transzportegyenletekig sok olyan kérdést érint, ami valóban széles körű érdeklődésre tarthat számot. A 17 oldal terjedelmű harmadik fejezet a mechanika és a termodinamika alapegyenleteit írja fel a meteorológusok által használt formában. A termodinamika ismertetése igen szűkös, a vízgőz szerepét nem taglalja a mű. A negyedik fejezet (50 oldal) a mozgásegyenleteket, a kontinuitási egyenletet, valamint az energia, az entrópia és az impulzusmomentum mérlegegyenleteit taglalja. A nagyságrendi analízis módszerével ismerkedhet meg az olvasó az ötödik fejezetből (6 oldal). A könyv további fejezetei: 6. A légkör vertikális szerkezete (20 oldal), 7. Kvázisztatikus súrlódásmentes légköri mozgások (85 oldal), 8. Hullámmozgások a légkörben (80 oldal), 9. Légköri energetika (44 oldal), 10. Légköri határréteg (57 oldal), 11. A számszerű előrejelzés alapjai (13 oldal). A felsorolásból is látható bizonyos aránytalanság. A kvázisztatikus súrlódásmentes áramlásokat, a hullámmozgásokat és a határréteget bemutató fejezetek jól összefoglalják az egyes témaköröket, de a légköri energetikáról és a számszerű előrejelzésről szívesen olvasnánk még részletesebben. Hasznos része a könyvnek a függelék, ahol az ekvivalens potenciális hőmérséklet definíciója, a fizikai mértékegységrendszer bemutatása és sok meteorológiai állandó értéke található.

Mindent egybevetve igen jó kézikönyve lehet a meteorológusnak – bármely szakterülettel foglalkozik is –, és kiegészítő olvasmányként ajánljuk meteorológus egyetemi hallgatóknak. Úgy gondoljuk azonban, hogy egy jó dinamikus meteorológiai monográfia megjelenése még várat magára.

Gyuró György

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 1525 Budapest, Pf. 38.**

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

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

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

Szövegrész: Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

Irodalmi hivatkozások: Szövegben a hivatkozás tartalmazza a szerző(k) nevét aláhúzva és a publikálás évét. 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 copiees of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the **Editorial Office of Időjárás.** Address: **Budapest, P. O. B. 38. H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

Figurens: 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 Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató
87.1292., Állami Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
91. ÉVF. ★ 6. SZÁM ★ 1987. NOVEMBER—DECEMBER

TARTALOM

Belikova, T. V.—Vasilenko, V. N.—Dlikman, I. F.—Nazarov, I. M.—Novikov, M. M.—Pegoev, A. N.—Fridman, SH. D.: A hótakaró szennyezettségének térbeli változékonysága a Szovjetunióban (angol nyelven) 321

Bartha Imre: Objektív döntési eljárás a zivatarfelhőket kisérő maximális széllökések előrejelzésére (angol nyelven) 330

Mersich Iván—Stoyan Gisbert: Lokális skáláju szennyezőanyag-transzport modell I. rész: Áramlási modell inhomogén felszin felett 347

Dávid Aranka—Kozma Ferenc: A napsugárzás alakulása a Balaton környezetében 1951—1980 között 361

Mika János—Boncz József: Az éghajlati zaj, mint az átkaroló középértékek minimális maradéka 366

Irodalom 379

Krónika 382

CONTENTS

Belikova, T. V.—Vasilenko, V. N.—Dlikman, I. F.—Nazarov, I. M.—Novikov, M. M.—Pegoev, A. N.—Fridman, SH. D.: Spatial variability of pollutants in the snow cover over the USSR territory (in English) 321

Bartha, I.: An objective decision procedure for prediction of maximum wind gusts associated with Cumulonimbus clouds (in English) 330

Mersich I.—Stoyan, G.: A local scale pollutant-transport model. Part I: The airflow model over non-homogeneous surface 347

Dávid, A.—Kozma, F.: Temporal distribution of the solar radiation in Lake Balaton region for the period of 1951-1980 361

Mika, J.—Boncz, J.: Climatic noise: the minimum remainder of enveloping averages 366

Literature 379

Chronicle 382

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 91. ★ NO 6. ★ NOVEMBER—DECEMBER 1987 ★ BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)
ANTAL E. (Budapest)
BENGTSSON, L. (Reading)
BÖHME, W. (Potsdam)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)
CZELNAI, R. (Geneva)
FISHER, B. (Leatherhead)
GEORGII, H. – W. (Frankfurt a. M.)
GÖTZ G. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)
HAMAN, K. (Warsaw)
HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)
KAPOVITS A. (Budapest)
KONDRATYEV, K.YA. (Leningrad)
MAJOR GY. (Budapest)
MESINGER, F. (Beograd)
MILOSHEV, G. (Sofia)
PRÁGER T. (Budapest)
PRUPPACHER, H. R. (Mainz)
RÁKÓCZI F. (Budapest)
RENOUX, A. (Paris-Créteil)
ŠAMAJ, F. (Bratislava)
SPÄNKUCH, D. (Potsdam)
STAROSOLSZKY Ö. (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)
ZAHARIJEV, V. (Sofia)

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

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

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 6. szám, 1987. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 6. Nov – Dec 1987, Budapest

Spatial variability of pollutants in the snow cover over the USSR territory

T. V. BELIKOVA, V. N. VASILENKO, I. F. DLIKMAN, I. M. NAZAROV, M. M. NOVIKOV, A. N. PEGOEV and SH. D. FRIDMAN, *Fedorov Institute of Applied Geophysics, 206 Glebovskaya str. 107258 Moscow, USSR*

A hótakaró szennyezettségének térbeli változékonysága a Szovjetunióban. A szovjet kutatók a hótakaró szennyezettségét a következő anyagokra tanulmányozták: 27 elem (elsősorban fémek) szulfát, nitrát és ammónium ionok; policiklikus aromás szénhidrogének (PAH). A kapott adatokat matematikai-statisztikai módszerekkel analizálták. A csoportokra a mért koncentrációk térbeli eloszlásának felhasználásával faktoranalízist végeztek. A szennyezőanyagok többségénél az első faktor tükrözi a változékonyság jelentős részét. Az analízis lehetővé teszi a hasonló változékonyságú szennyezőanyagok elkülönítését. Szerzők megállapították, hogy a 27 elemből 20, míg az 5 PAH-ból 4 hasonló változékonyságú. A második faktor a szennyezőanyagok kisebb csoportjai változékonyságának speciális tulajdonságait jellemzi. Az egyes csoportokban levő szennyezőanyagok kibocsátási és terjedési tulajdonságai a feltételezések szerint hasonló természetűek. A szerzők a szennyeződések eloszlásának térbeli autokorrelációs függvényét is meghatározták. Fémekre, szulfátokra, nitrátokra és ammoniumra a korrelációs sugár megközelítőleg 1000 km. Szulfát és ammónium esetén a 100 – 150 km-re korrelációs sugarú inhomogenitás is jelentős. Policiklikus aromás szénhidrogéneknél a kis skálájú inhomogenitások dominálnak, amelyeket a jelenlegi állomássűrűséggel nem lehet részletesen jellemezni. A tanulmány a hószennyeződés regionális léptékű inhomogenitásainak és a megfigyelési hálózat sűrűségének tárgyalásával zárul.

*

Spatial variability of pollutants in the snow cover over the USSR territory. Three groups of data on snow cover pollutants over the USSR territory are analyzed by means of mathematical statistics. *1.* 27 elements, principally metals; *2.* sulfate, nitrate and ammonium ions; *3.* polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH). The factor models are constructed based on the pollutants' density measurement results of each group. The first factor reflects the coordinated and correlated variability of the majority of pollutants. The groups of similar variability are singled out independently (magnesium, molybdenum, iron, titanium – as a whole 20 elements out of 27, 4 PAH out of 5). The second factor reflects the specific nature of variability of small groups of pollutants. The sources and transport characteristics of the pollutants incorporated into the groups are supposed to be of similar nature. The autocorrelation functions of the pollution density are built versus the range between the observation points. For metals, sulfates, nitrates, ammonium the radius of correlation is approximately 1000 km. Furthemore, in the case of sulfates and ammonium, the irregularity with a correlation radius 100 – 150 km is of appreciable importance. In the case of PAH small sized irregularities dominate, and they failed to be specified with the presentday network density. Conclusions are made on the role the local and regional scales play in the snow pollution irregularities as well as on the required density of the observational network.

The extent of the spatial irregularities in the snow cover polluted with sulfates, nitrates, ammonium ions, metals and PAH was analyzed based on *Belikova* et al. (1986) network control data with the help of mathematical statistics.

Similar research works for the USSR territory were confined to sulfates (*Belikova* et al, 1986; *Vasilenko* et al. 1986).

The sampling characteristics and physicochemical methods for analysing nitrate, sulfate and ammonium ion content were discussed in papers by *Vasilenko* et al. (1982), *Vasilenko* et al. (1986) and in *Guidelines on Atmospheric Pollution Control* (1979). PAH concentrations in snow samples were measured by high performance liquid chromatography. Metals were detected by atomic-emission analysis with high-temperature argon plasma found inductively (*Zhigalovskaya* et al., 1982)

Observed snow cover pollution levels over large-size areas can be considered as two-dimensional fields of random values. Regular changes of pollution levels in space are subject to occasional deviations related to sample analysis errors, inaccurate measurements of related values as well as the effect of accidental uncontrolled factors which affect the emission, transport, deposition and pollutant transformation. The objective to recognize regular changes against a background of random variations is obvious. Other problems associated with processing data on large-scale pollution, which are solved with mathematical statistics, are the reasonable reduction of information, the compact data presentation, the selection of the most important parameters, as well as the determination of characteristics of the observation network density (*Vasilenko* et al., 1982; *Vasilenko* et al., 1986; *Belikova* et al., 1986).

The snow pollution fields were analyzed with autocorrelation functions and factor reflection. When calculating autocorrelation functions various pairs of observation points are formed. The spacing of the points is calculated for each pair. The spacing is graded. For pairs referred to one spacing gradation the correlation coefficient is estimated between measured values in points of the pair. Space dependence of the correlation coefficient is the scalar field autocorrelation function.

The form of the function reflects the sizes of spatial irregularities in the specified field.

For many fields, including pollution fields, autocorrelation functions are positive at small spacings. The correlation level is determined by analytical errors, by representativity of data at a point, and by the extent of irregularity within a correlation radius, which is less than the mean spacing between the points. At some distance the autocorrelation functions approach zero and become negative. The distance at which the zero occurs is called the correlation radius. It corresponds to the size of the prevailing irregularities. At a long distance the autocorrelation function can be negative, which is characteristic of the fields formed by the random flux distribution.

These autocorrelation functions make it possible to formulate semi-quantitative requirements for the observation network density. To reflect adequately the variability of a field with a certain range (a mean spacing between the sampling sites) in accordance with the Kotelnikov theorem, not less than two observation points are needed for the range considered. At the same time it is useful to smooth irregularities of a smaller size. Additional sampling stations should be established. Every autocorrelation value is calculated with an error. Therefore, it is suitable to use smoothed functions when adjoining points' values are averaged.

Data on snow pollution by several substances are difficult to review and are very complicated. This difficulty can be overcome with factor analysis. The correlation matrix and pair correlation coefficients of all parameters observed are calculated first. The values allow judgement about the parameter interrelations. The factor analysis makes it possible to present the specified values as linear combinations of some factors without intercorrelation. The coefficients of factor reflection indicate what variables are in maximum agreement with factors. The first factor describes the highest extent of variability of the parameters, the second factor describes the maximum degree of residue of the first factor, etc. 2 – 3 factors often describe 80 – 90 per cent of the variability in snow polluted by 10 – 20 pollutants. The dispersion fraction of any variable, described by singled-out factors, is called the similiarity (Q).

The factors can be calculated based on the specified variables. The coefficients used for calculating factors reflect the variability of the specified values. Based on the factor reflection one can objectively separate the specified variables into groups with similar variability over the territory.

The data obtained on snow cover polluted by 27 elements at 221 stations for 1983 – 84, by sulfates, nitrates and ammonium ions at 766 stations for 1985 – 1986, and by polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) at 286 stations for 1984 – 1985 were processed by the correlation and factor analysis method.

TABLE I

Ranking of 27 elements according to their concentration contribution to the three main factors A_1, A_2 *and* A_3 *and according to the similarity value* Q

No.	A_1		A_2		A_3		Q	
1	Mg	0.992	Sb	0.708	Cr	−0.489	Mg	0.987
2	Mo	0.988	Cu	0.623	B	0.477	Ga	0.981
3	Ga	0.986	B	0.464	Zn	−0.443	Mo	0.978
4	S	0.985	Zn	0.461	Cu	−0.433	S	0.974
5	Be	0.981	Cr	0.370	Pb	0.378	Be	0.973
6	Fe	0.970	Sr	0.163	Sn	0.274	Fe	0.962
7	Ti	0.967	Ca	0.134	Sb	0.230	Ti	0.957
8	As	0.963	Ti	−0.123	Sr	0.140	As	0.942
9	Ni	0.962	Co	−0.123	Se	0.115	Cs	0.941
10	Co	0.958	Fe	−0.11	Bi	−0.106	Ni	0.929
11	Pb	0.955	W	−0.103	Be	0.0958	W	0.924
12	W	0.954	As	−0.092	Co	0.0852	Se	0.922
13	Se	0.952	Sn	−0.083	Ti	0.0830	Mn	0.892
14	Mn	0.944	Ga	−0.078	Ca	−0.078	K	0.886
15	K	0.939	P	0.077	P	−0.075	Ca	0.856
16	Ca	0.912	Pb	−0.061	Fe	0.07	Al	0.791
17	Al	0.889	Ni	−0.052	As	0.07	V	0.764
18	V	0.873	Be	0.058	K	−0.062	Cu	0.715
19	P	0.836	Mo	−0.045	S	0.058	P	0.711
20	Bi	0.821	Se	−0.043	W	0.057	Bi	0.685
21	Sr	0.588	K	−0.03	Ga	0.054	Cr	0.655
22	Cr	0.527	Mn	0.031	V	0.041	Sb	0.557
23	Cu	0.364	S	−0.03	Mg	−0.03	B	0.442
24	Sn	0.161	Bi	0.025	Ni	−0.021	Zn	0.412
25	Sb	0.0695	Al	−0.027	Al	0.017	Sr	0.393
26	Zn	0.051	V	0.026	Mn	−0.012	Pb	0.156
27	B	0.0067	Mg	−0.007	Mo	0.007	Sn	0.108
								20.493

TABLE II

Correlation coefficients of the element

	Al	As	B	Be	Bi	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	S	Sb	Se	Sn	Sr	Ti	V	W	Zn
Al	1.00																										
As	0.88	1.00																									
B	0.02	0.01	1.00																								
Be	0.87	0.98	0.02	1.00																							
Bi	0.61	0.69	0.04	0.76	1.00																						
Ca	0.75	0.79	0.04	0.86	0.88	1.00																					
Co	0.86	1.00	0.00	0.97	0.70	0.79	1.00																				
Cr	0.46	0.49	0.01	0.45	0.39	0.51	0.46	1.00																			
Cu	0.30	0.33	0.02	0.30	0.26	0.35	0.30	0.71	1.00																		
Fe	0.86	1.00	0.01	0.98	0.73	0.82	1.00	0.47	0.30	1.00																	
Ga	0.86	0.99	0.00	0.99	0.78	0.86	0.98	0.48	0.32	0.99	1,00																
K	0.91	0.86	0.00	0.89	0.83	0.88	0.85	0.50	0.34	0.87	0 90	1.00															
Mg	0.88	0.96	0.01	0.87	0.84	0.90	0.96	0.57	0.38	0.97	0.98	0.94	1.00														
Mn	0.80	0.85	0.04	0.92	0.86	0.94	0.84	0.48	0.32	0.88	0.92	0.91	0.93	1.00													
Mo	0.89	0.95	0.02	0.97	0.80	0.90	0.94	0.48	0.31	0.96	0;97	0.94	0.98	0.94	1.00												
Ni	0.85	0.95	0.01	0.94	0.75	0.84	0.95	0.52	0.37	0.95	0.96	0.88	0.96	0.87	0.95	1.00											
P	0.67	0.69	0.05	0.78	0.86	0.90	0.68	0.35	0.24	0.72	0.77	0.83	0.80	0.90	0.82	0.76	1.00										
Pb	0.08	0.10	0.03	0.92	0.06	0.06	0.10	0.05	0.35	0.10	0.10	0.07	0.09	0.08	0.09	0.10	0.49	1.00									
S	0.86	0.96	0.03	0.99	0.80	0.88	0.96	0.49	0.33	0.98	0.99	0.90	0.98	0.95	0.97	0.94	0.81	0.10	1.00								
Sb	0.09	0.03	0.25	0.08	0.00	0.12	0.00	0.03	0.30	0.01	0.02	0.07	0.04	0.06	0.06	0.00	0.07	0.02	0.06	1.00							
Se	0.87	0.98	0.03	0.96	0.67	0.79	0.97	0.46	0.30	0.97	0.96	0.85	0.94	0.85	0.94	0.93	0.98	0.10	0.95	0.11	1.00						
Sn	0.12	0.15	0.02	0.15	0.12	0.13	0.15	0.08	0.04	0.16	0.16	0.14	0.16	0.14	0.15	0.16	0.11	0.00	0.15	0.02	0.15	1.00					
Sr	0.47	0.45	0.03	0.51	0.60	0.67	0.44	0.24	0.17	0.46	0.50	0.59	0.55	0.57	0.58	0.55	0.82	0.02	0;51	0.14	0.48	0.07	1.00				
Ti	0.87	0.99	0.02	0.98	0.71	0.80	1.00	0.45	0.29	1.00	0.98	0.86	0.96	0.86	0.96	0.95	0.70	0.10	0.97	0.02	0.97	0.15	0.46	1.00			
V	0.86	0.85	0.02	0.84	0.61	0.77	0.84	0.41	0.27	0.83	0.84	0.85	0.86	0.76	0.91	0.85	0.67	0.07	0.81	0.19	0.88	0.13	0.56	0.86	1.00		
W	0.77	0.93	0.00	0.97	0.81	0.88	0.93	0.43	0.27	0.95	0.97	0.85	0.94	0.94	0.94	0.91	0.81	0.09	0.97	0.02	0.90	0.15	0.48	0.94	0.74	1.00	
Zn	0.03	0.03	0.15	0.06	0.05	0.09	0.02	0.03	0.10	0.02	0.05	0.05	0.03	0.07	0.03	0.02	0.05	0.02	0.06	0.18	0.04	0.00	0.02	0.02	0.01	0.05	1.00

Tables I and *II* provide, respectively, the coefficients of factor reflection for the three factors and the correlation matrix for 27 elements. It is seen that the first factor accounts for much of the variability of 20 constituents (Mg, Mo, Ga, S, Be, Fe, Ti, As, Ni, Co, Pb, W, Se, Mn, K, Ca, Al, V, P and Bi) out of 27 under investigation.

Their close relation is confirmed by the high correlation coefficient of the variables. In this case the first factor can be supposed to reflect the variability in the element concentrations which are related to pollutant emissions from such widespread sources as soil weathering (Al, Fe, Mn, K), coal and oil (Ni, V, As), gasoline (Pb) and wood combustion. The first group is represented by elements whose concentrations in the snow cover change in a similar way. So, the coefficients of correlation between magnesium and 12 other elements exceed 94 per cent. It means that when analyzing the content of one of the elements the quantitative estimate of other elements can be obtained with the help of the correlation relationship (regression). The errors of the estimates exceed substantially the direct analysis errors, although they allow one to evaluate the pollution distribution over the territory, and selects areas where the snow samples should be thoroughly studied. So, the correlation relationships make it possible to reduce the analytical volume of the work without significant loss of information.

The remaining 7 elements Sr, Cr, Cu, Sn, Sb, Zn and B comprise group two. The concentrations of these elements change in a different way and that is demonstrated by their high contribution to the second factor. Inside this group of elements the correlation coefficients are much lower ($R < 0.7$). The irregular

TABLE III

Ranking of 5 PAH according to their concentration contribution to three main factors A_1, A_2 and A_3 *and to the similiarity value* Q

A_1		A_2		A_3		Q	
Benzo(a) pyrene	0.985	Benzo(ghi) perylene	0.72	Chryzen	−0.35	Chryzen	1.00
Perylene	0.981	Benzo(e) pyrene	−0.18	Benzo (e) pyrene	0.21	Benzo(a) pyrene	0.997
Benzo(e) pyrene	0.952	Perylene	−0.14	Perylene	0.09	Benzo(e) pyrene	0.994
Chryzen	0,930	Benzo(a) pyrene	−0.11	Benzo(ghi) perylene	0.04	Perylene	0.989
Benzo(ghi) perylene	0.686	Chryzen	−0.069	Benzo(a) pyrene	0.009	Benzo(ghi) perylene	0.982
							4.962

TABLE IV

Correlation coefficients of 5 PAH

PAH	Chryzen	Benzo(a)pyrene	Benzo(e)pyrene	Perylene	Benzo(ghi)perylene
Chryzen		0.91	0.82	0,89	0.57
Benzo(a)pyrene		.	0.95	0.98	0.59
Benzo(e)pyrene		.	.	0.98	0.53
Perylene		.	.	.	0.57

variability of elements of group two can be explained by specific local emission sources (garbage combustion in the open air, ferrous and non-ferrous metallurgy production). The specific variability, in particular, of zinc and strontium could be induced by the loss of the soluble fractions when doing the primary processing of the samples.

For PAHs the factor model and correlation coefficients are shown in *Tables III* and *IV*, respectively.

High correlation coefficients between four compounds (chrysene, benzo(a)-pyrene, benzo(e)pyrene and perylens) are observed in the PAH group ($R \geqslant 0.8$). The correlation between benzo(ghi)perylene and the other PAH is much lower ($R = 0.5 \div 0.6$).

TABLE V

Ranking of sulfate, nitrate and ammonium ions according to their concentration contribution to two main factors and to similiarity value Q

A_1	A_2	Q
NH_4^+ 0.818	NO_3^- 0.811	NO_3^- 0.997
SO_4^{2-} 0.795	SO_4^{2-} −0.349	SO_4^{2-} 0.755
$NO_3^=$ 0.581	NH_4^+ −0.237	NH_4^+ 0.726

TABLE VI

Sulfate, nitrates and ammonium ion correlation coefficients

Ions	Sulfate	Nitrate	Ammonium ions
Sulfate	.	0.21	0.47
Nitrate	.	.	0.25

It follows from the magnitude analysis of the factor reflection coefficients that the correlation between the 4 variables (chrysene, benzo(a)pyrene, benzo(e)-pyrene, perylene) and the first factor are strong. The correlation between benzo-(ghi)perylene and the first factor is somewhat weaker.

One can suppose that the close relationship between PAH and the first factor means similar sources in bulk precipitation at least of four PAH. The high correlation coefficients between these compounds are indicative of a constant relationship of PAH in the snow cover irrespective of their absolute snow concentration. The second factor reflects the absolute variability of benzo(ghi)perylene relative to the other four variables. When the benzo(ghi)perylene contribution to the emissions from local sources (transport, petroleum transport) exceeds that of benzo(a)pyrene and other PAH (*Sawicki*, 1972) and scavenging parameters are different for different species the behaviour of benzo(ghi)perylene can be different from place to place. It is known that the scavenging coefficient for the benzo(ghi)perylene is $15-45\%$ higher compared with the other compounds of this class (*Ligocki* et al., 1986). Furthermore, benzo(ghi)pyrene differs from other PAHs in particle size distribution when undergoing transport. These peculiarities determine its behaviour which differs from other PAHs.

As is seen from the third factor model analysis for sulfate, nitrate and ammonium ion concentrations *(Table V)* the load on the first factor for the ammonium and sulfate ion concentrations is high, while for the nitrate it is much lowee The nitrate concentration correlates well with the second factor. On the other hand, as *Table VI* shows, the nitrate concentration does not correlate with sulfate and ammonium ion concentrations.

The autocorrelation function of magnesium, as one of the most characteristic elements in the snowpack, is given for metals *(Fig. 1)* in the first group. The correlation radius (R_k) is 650 km, while the residual correlation coefficient (ϱ_0) has a value of 0.3 (see *Table VII*, which also contains these parameters for othre species).

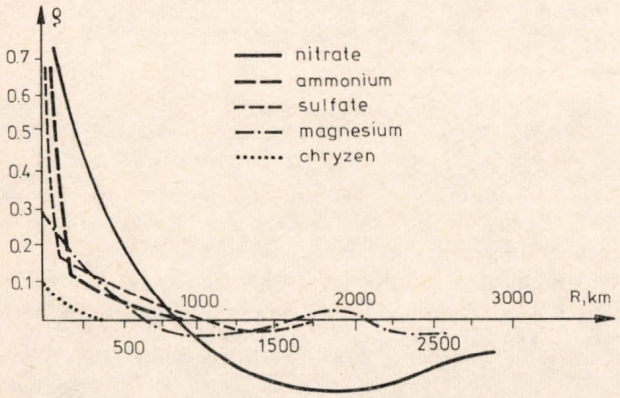


Fig. 1: Autocorrelation functions of pollutant concentrations in snow cover

TABLE VII

The correlation radius R_k (km) and residual correlation coefficient (ϱ_0) values for the autocorrelation functions of the snow pollutant concentrations

Pollutant	ϱ^0	R_k
Sulfates	0.6	175
	0.1	1000
Nitrates	0.8	850
Ammonium ions	0.6	150
	0.2	1100
Magnesium	0.3	650
Chrysene	0.1	400
Benzo(ghi)perylene, Perylene, Benzo(a)pyrene, Benzo(e)pyrene	0	50

Elements of group two differ in correlation radii. For example, for boron R = 100 km, $\varrho_0 = 0.6$; for copper $R = 500$ km, $\varrho_0 = 0.1$; for stibium R = 1500 km, $\varrho_0 = 0.4$. The nature of the spatial variability of elements of this group confirms the presence of particular sources or particular pollutant transport mechanisms.

As is shown from Fig. 1, the sulfate concentration autocorrelation function makes it possible to single out two characteristic sizes of irregularities with radii

175 km ($\varrho_0 = 0.6$) and 1000 km ($\varrho_0 = 0.2$). These are intermediate values for the correlation measured earlier for the USSR European territory (R = 250 km) and the USSR Asian territory ((R = 120 km) (*Vasilenko* et al., 1986).

The nitrate correlation radius is 850 km. Two correlation radii – 150 km and 1000 km – are taken for ammonium ions. This supposes the presence of pollution spots of two sizes: a radius of 150 km for local dispersion, and that of 1000 km for the longrange transport.

The spatial irregularity size for chrysene is 400 km. The residual correlation coefficient is 0.1. The autocorrelation function of benzo(a)pyrene, benzo(e)pyrene, perylene and benzo(ghi)perylene is zero. This means that the variability at small distances with a correlation radius under 50 km is of major importance for the fields under study. It is noteworthy that the snow water content correlation radius is 1200–1500 km. Unlike the given sulfate characteristics, PAHs have small-size irregularities with no relations between wet deposition and precipitation. All this is indicative of a relationship between PAH deposition and large-size particles (>5 μm), which deposit near sources. The situation is confirmed by the data obtained on PAH particle size distribution (*Katz* and *Pierce*, 1976).

Based on spatial irregularity sizes, the required snowsurvey network density can be assessed. A network of density 1–4 stations per 1 million km^2 is sufficient for observing background concentration level of sulfates and ammonium ions; 1–4 stations per 700 thousand km^2 – for nitrates, and 1 station per 400 thousand km^2 – for majority of metals. A network of density 1 station per 20 thousand km^2 is required to observe the local sulfate and ammonium ion concentration levels.

When monitoring PAH class compounds in the case of chryzene it is enough to have a density of 1 station per 150 thousand km^2, in the case of benzo(a)pyrene, benzo(e)pyrene, perylene and benzo(ghi)perylene a network should be still denser.

Let us summarize the results of the statistical analysis of the snow cover pollution fields. According to correlation radii two characteristic sizes of irregularities are singled out, which correspond to the local (100...200 km) and regional (500...1000 km) scales of the tropospheric pollutant transport. Small-scale irregularities are characteristic for benzo(a)pyrene and other PAH pollution in snow. Large-scale irregularities determine the variability of sulfate and nitrate pollution.

The factor analysis of the snow pollution variability demonstrated the similar variability in the concentrations of the major elements. The groups of elements are singled out independently. They change almost proportionally from point to point. Such are 20 elements out of 27, which were analyzed with a spectral analysis method, and the PAH group excepting benzo(ghi)perylene. Only a portion of these elements can be determined. The rest are estimated with correlation relationships. This makes it possible to reduce the volume of the analytical work almost without information loss. The picture of the correlated variability of some pollution is attributed to the similarity of sources, transport and deposition processes. At the same time elements are singled out which are characterized by the irregular variability. These are, for example, lead, tin, stibium or benzo(ghi)perylene. This is indicative of the specific nature of their source, and specific conditions of transport and deposition; sometimes it may be indicative of measurement errors.

REFERENCES

Belikova, T., Vasilenko, V., Nazarov, I., Pegoev, A. and *Fridman, Sh.*, 1986: Monitoring of background pollution of snow cover over the territory of USSR (in Russian). In *Problems of background monitoring of the state of natural environment* (Vol. 4) 56 – 67. Gidrometeoizdat, Leningrad.

Guidelines on Atmospheric Pollution Control (in Russian), 1979: Gidrometeoizdat, Leningrad.

Katz, M. and *Pierce, R. C.*, 1976: Quantitative distribution of polynuclear aromatic hydrocarbons in relation to particle size of urban particulates. *Carcinogenesis* (ed.: R. Freudental and P. Jones, Vol. I.), Raven Press, New York, 413 – 428.

Ligocki, M. P., Leuenberger, C. and *Pankow, J. F.*, 1986: Trace organic compounds in rain. – III. Particle scavenging of neutral organic compounds. *Atmospheric Environment 19*, 1619 – 1626.

Sawicki, E., 1972: Analysis of airborne particulate hydrocarbons: their relative proportions as affected by different types of pollution. *National Cancer Institute Monography 9*, 201 – 218.

Vasilenko, V., Pegoev, A. and *Fridman, Sh.*, 1982: Factor anaysis of the variability of the metal pollution of snow cover near a metal smelter (in Russian). *Trudy IPG* (Reports of the Institute of Applied Geophysics) *41*, 30 – 35.

Vasilenko, V., Nazarov, I., Pegoev, A. and *Fridman, Sh.*, 1986: Analysis of the spatial irregularity of the pollution in snow cover (in Russian). In *Problems of background monitoring of the state of natural environment* (Vol. 4), 68 – 74. Gidrometeoizdat, Leningrad.

Zhigalovskaya, T. N., Novikov, M. M. and *Mirolyubov, V. E.*, 1982: Application of emission spectrometry in the control of the environment (in Russian). *Informational Review*. Series: Control of the pollution of natural environment (in Russian), *4*, 61.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 6. szám, 1987. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 6. Nov – Dec 1987, Budapest

An objective decision procedure for prediction of maximum wind gusts associated with Cumulonimbus clouds*

I. BARTHA, *Storm Warning Observatory, H-8601 Siófok, P. O. B. 80*

Objektív döntési eljárás a zivatarfelhőket kísérő maximális széllökések előrejelzésére. A tanulmány egy döntési modellt mutat be a zivatarfelhőket kísérő maximális széllökés (V_{max}) becslésére. A vizsgálat célja a balatoni viharokra vonatkozó riasztások objektív alapra helyezése. A korábban végzett hazai vizsgálatok folytatásaként olyan nowcasting eljárást fejlesztettünk ki, melynek a segítségével egy-egy mérvadó radarmérést követően megbecsülhető, hogy a zivatarfelhőket kísérő maximális széllökések a viharjelzési szempontból számításba jövő három szélkategória ($V_{max} < 12$; $12 \leqq V_{max} \leqq 17$; $V_{max} > 17$ m/s) közül melyikhez tartoznak. A becsléshez felhasznált paraméterek egyedi kapcsolatba hozhatók a zivatarfelhő alatt szétterülő hideg levegőben a talajon fellépő maximális széllökéssel. A feltételezett kapcsolatokat regresszió-analízissel vizsgáltuk az 1982 – 83. évek május 1. és szeptember 30. közötti időszakból gyűjtött radar, aerológiai és színoptikus megfigyelési adatok alapján. Az objektív döntési eljárással, a zivatarfelhőket kísérő maximális széllökések előrejelzése, illetve megítélése rendszeres (pl. óránkénti) vagy időszakos radarinformációk birtokában folyamatosan végezhető. A módszert, a szentgotthárdi/farkasfai radar méréseinek a felhasználásával, független döntési eseteken, jó eredménnyel teszteltük.

*

An objective decision procedure for prediction of maximum wind gusts associated with Cumulonimbus clouds. A decision model for estimation of the maximum wind gusts (V_{max}) associated with Cb-clouds is demonstrated in the study. This provides an objective foundation for the storm warning services at Lake Balaton. As a continuation of previous national investigations, a nowcasting decision procedure has been developed to estimate the maximum wind gusts associated with Cb-clouds by categories ($V_{max} < 12$; $12 \leqq V_{max} \leqq 17$; $V_{max} > 17$ m/s) for various stages of warnings (no warning; alert; storm warning) following each radar observation. The parameters used for the estimation can be brought into individual connection with the maximum wind gusts induced by cold air spreading out at the surface under a Cb-cloud. The supposed relationships were studied with regression analysis using weather radar observations, upper-air and synoptic observational data collected in 1982 and 1983 during the periods from May to September. With the help of the objective decision procedure, the prediction of the maximum wind gusts with Cb-clouds can be carried out continuously on the basis of systematic (e.g. hourly) or ad hoc radar observations. The method was tested for independent decision samples using the observational data of the Szentgotthárd/Farkasfa weather radar station in the Transdanubian region of Hungary. The results are promising.

*

Introduction. In wind forecasting, one of the most difficult tasks is to predict the numerical measures in wind strengthening in association with Cb-clouds, as they may link to different synoptic situations. This problem is manifested especially in the practice of the Storm Warning Service at Lake Balaton when alert

* The study is related to researches (AKA) sponsored by the Hungarian Academy of Sciences

shall be issued if a rapid increase of wind is expected to get gusts of 12 m/s. In such cases, warning is important in respect to protection of life and property. Even more, failing to predict squalls of more then 17 m/s (storm warning) may result serious conseqences. This kind of wind gusts may occur even in cases of local thunderstorms, too (*Böjti*, 1979).

A review of the relevant literature

Fawbush and *Miller* in 1954 worked out a simple method for the predication of maximum wind velocities associated with non-frontal thunderstroms. This method is based on the idea of *Brancato* (1942) that there is a close relationship between the temperature decrease induced by thunderstorms and the maximum wind velocities at the surface.

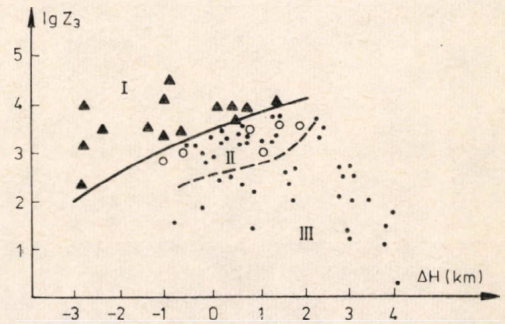


Fig. 1: Diagram for the estimation of squall on the basis of radar and upper-air synoptic data. (After *Brüljov* and *Nizdojminoga*, 1977). Legend: I = more than 20 m/s, II = 15–20 m/s, III = fewer than 15 m/s

Applicable methods to the predication of squall-lines and maximum wind velocities with Cb-clouds have already been developed in Hungary, too. These methods are well known after *Bodolai* et al. (1967), *Bodolainé Jakus E.* and *Götz* (1963), *Götz* (1963), *Ambrózy* and *Tänczer* (1963). The above-metioned works originating from the era before the establishment of weather radar observations in our service were summed up in a German language publication (*Götz*, 1966).

From the beginning of the 70's radar information has been increasingly introduced in the operational practice of the storm warning services at Lake Balaton. Fact-finding of Cb-clouds and qualitative estimation of wind gusts associated with Cb-clouds have been completed by radar data. In connection with this, the question of a more effective use of radar data has been raised in order to make the storm warnings (i. e. the very short range forecast for 1 to 3 hours ahead) more accurate and to eliminate over-estimations in storm warnings.

In the 70's, Soviet scientists, *Brüljov* and *Nizdojminoga* (1977) worked out an empirical relationship for the estimation of squalls connected to thunderstorms on the basis of weather radar and upper-ait synoptic data. This is based on the relationship between the decimal logarithm ($\lg Z_3$) of the reflectivity factor (Z_3) measured at a height of 2 – 2.5 km above the 0 °C level and the measure of penetration ($\Delta H = H_{trop} - H_{max}$) into the tropopause of Cb-clouds (see *Fig. 1*). On the basis of this diagram, squalls of 20 m/s or more in connection with Cb-clouds can be estimated well, it is not the case, however, for gusts of 15 – 20 m/s

In the 60's and 70's, American scientists (*Donaldson*, 1960; *Darrah*, 1978) also dealt with the question of penetration into the tropopause of Cb-clods

producing severe weather conditions at the ground surface. *Darrah* (1978) investigated 220 wind-storm events ($V_{max} \geqq 25$ m/s) and he came to the conclusion, during the analysis of data, that the measure of penetration (ΔH) into the tropopause of Cb-clouds was a significant indicator of severe thunderstorms, this criterion for itself, however was not applicable to alerting and warning purposes in the whole country and every season of the year, thus still other data are also necessary to consider properly severity of (thunder)storms.

In our practice, from the point of view of danger, thunderstorms are estimated by a complex radar criterion (*Kapovits*, 1981, 1984). The so-called Y-criterion considers the features of the vertical structure of Cb-echoes. The maximum height (H_{max}) of the echo, multiplied by the logarithm ($\lg Z_3$) of the reflectivity factor (Z_3) measured at a height of 2 – 2.5 km above the 0 °C level makes the Y-criterion (*Brüljov* and *Nizdojminoga*, 1977).

Data used as the starting point for investigation

From the point of view of storm warning, those radar parameters are important that can be related to the maximum wind gusts (V_{max}) induced by the cold air spreading out at the ground surface under a Cb-cloud. For the purpose of our investigations, the following quantities were selected for parametrization

$$\{H_{max};\ \lg Z_{max};\ Y = H_{max} \lg Z_{max};\ \Delta H = H_{trop} - H_{max}\}$$

Statistically these parameters are characterizing the state of development of convective activity, thus providing their prognostic role; $\lg Z_{max}$ is the decimal logarithm of the maximum reflectivity factor (Z_{max}) measured at the maximum height (H_{max}) of Cb-clouds in the region of Lake Balaton. H_{trop} means the lowest level of tropopause determined, on the basis of the steering flow, by the use of radiosoundings at 00 or 12 GMT in the upper-air synoptic stations around the Transdanubian region of Hungary *(Fig 2)*.

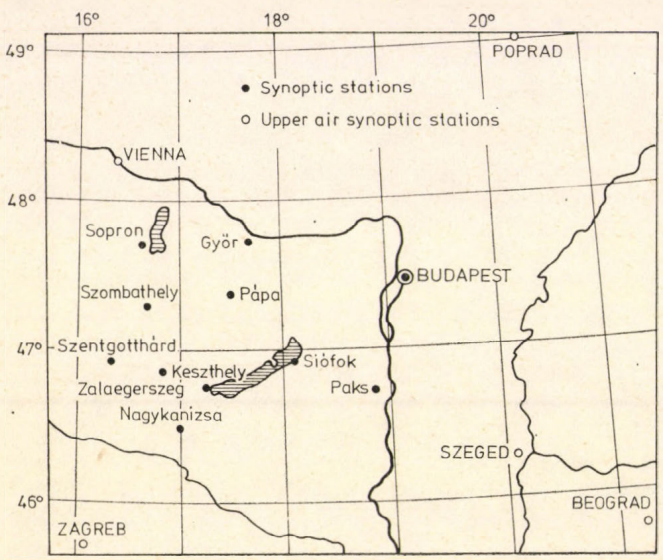


Fig. 2: Observational network for 11 principal surface synoptic stations within a radius of 150 kilometers from the weather radar station and 6 upper-air synoptic stations in the Transdanubian region of Hungary.

After reviewing the national and international meteorological literature and having made a pilot study, directed collection of data was started for the better use of the weather radar data (*Bartha* and *Böjti*, 1982). Radar observations, upper-air synoptic and synoptic data were collected during the development of Cb-clouds in the Transdanubian region during the storm warning season (from May to September) from 1982 to 1983 and analysed (*Bartha*, 1983).

The condition of using data was that reports from 3 or more stations out of the 11 principal surface synoptic stations in the region should have wind gusts of 7 m/s or stronger (Fig. 2). This way wind reports from the region of Lake Balaton, too (Siófok and Keszthely) were at our disposal in 85% of the $N = 126$ cases.

Methodology

As the first approach, the synoptic situations were disregarded and the change of the wind gusts associated with Cb-clouds was investigated in relation to the value of a radar parameter each. As a mathematical method, the regression function with two variables was used for modelling (*Moroney*, 1970). The used radar and upper-air synoptic parameters as well as their combinations

$$\{H_{max};\ \lg Z_{max};\ Y = H_{max} \lg Z_{max};\ \Delta H = H_{trop} - H_{max}\}$$

were chosen as independent variables. Then the values of the independent variables belonging to the critical values ($V_{max} = 12$ and 17 m/s) of dependent variable (V_{max}) were determined by exponential function providing the best approximation. In this way, the values of the radar and upper-air synoptic parameters provided the threshold of decision for warning stages (no warning; alert; storm warning) according to the proper wind categories (0-category: $V_{max} < 12$; 1-category: $12 \leqq V_{max} \leqq 17$; 2-category: $V_{max} > 17$ m/s). With calculations, the standard deviation (S_y) of data as compared to regression curve and the correctness of $\pm 10\%$ for measuring of wind gusts were also taken into account (after *Mezősi* and *Simon*, 1981). After all, the correctness of -10% was considered in respect to protection of life and property.

Results and discussion

Using the results of regression analysis – see the investigations ranging from 1 to 4 in *Table I* – the following decision procedure was obtained:

Decision procedure (D)

D_0: There is *no* storm *warning*, if

$\Delta H \geqq 4.13$	and	$\lg Z_{max} \leqq 1.5$ or $Y < 10.9$

D_1: There is storm warning *(alert)* of the first degree, if

$0.19 \geqq \Delta H$	and	$\lg Z_{max} < 3.3$
	or	
$4.13 > \Delta H > 0.19$	and	$\lg Z_{max} > 0$
	or	
$\Delta H \geqq 4.13$	and	$\lg Z_{max} > 1.5$ or $10.9 \leqq Y \leqq 36.4$

D_2: There is *storm warning* of the second degree, if

$0.19 \geqq \Delta H$	and	$\lg Z_{max} \geqq 3.3$ or $Y > 36.4$

TABLE I

Results of regression analysis

Regression analysis		*Investigations*				
		1	2	3	4	5
Independent variable	(x)	$\Delta H = H_{trop} - H_{max}$ km	$\lg Z_{max}$	$Y = H_{max} \lg Z_{max}$	$\lg Z_{max}$	$\Delta H^* = H_{max} - H_{-22\,°C}$ km
Dependent variable	(y)	V_{max} m/s	V_{max} m/s	V_{max} m/s	H_{max} km	$Y = H_{max} \lg Z_{max}$
Number of (x:y)	(N)	126	126	83	126	126
Number of points providing regression relation	(n)	13	8	13	126	126
Correlation coefficient	(r)	−0,963	0.931	0.812	0,666	0.830
Significance level	(%)	0,1	0.1	0.1	0.1	0.1
Regression function providing the best approximation ($y = a \cdot e^{bx}$)						
Coefficientes of regression equation	a	15.71	7.29	8.51	5.11	11.78
	b	−0.099	0.224	0.014	0.233	0.220
Standard deviation compared to regression curve	(S_y)	1.58 m/s	1.83 m/s	1.77 m/s	2.11 km	–
Significant values belonging to the threshold of warning	$V_{max} = 12$	$\Delta H = 0.19$	$\lg Z_{max} = 1.5$	$Y = 10{,}9$	$H_{max} = 7.24$	$\Delta H^* = -0.34$
	$V_{max} = 17$	$\Delta H = 4.13$	$\lg Z_{max} = 3.3$	$Y = 36.4$	$H_{max} = 11.02$	$\Delta H^* = 5.13$

This *decision procedure* results in one of the decisions D_0, D_1 or D_2 on the basis of the threshold values of penetration (ΔH) into the tropopause of the Cb-clouds, the decimal logarithm ($\lg Z_{max}$) of the maximum reflectivity factor (Z_{max}) and the so-called Y-criterion of severity. D_0, D_1 and D_2 are the decisions according to 0-, 1- and 2-categories for warning stages in turn.

The decisions made by the above-mentioned procedure were controlled with the help of the starting-data set ($N = 126$ pairs of data). According to this investigation, 8.7% of the inadequate decisions was underestimation and 26.2% of them was overestimation. The underestimation with two categories of wind gusts (when the ones belonging to 2-category instead of 0-category appeared) did not occur. From the point of view of the decisions, without taking account of the actual synoptic situation, the values of accuracy for the categories of warning stages were 86% for 0-category, 53% for 1-category and 80% for 2-category. It can be established that the estimation of the wind gusts ($12 \leqq V_{max} \leqq 17$ m/s) belonging to 1-category was unsatisfactory because the number of overestimations was significant. This latter establishment is in accordance with the results of *Brüljov* and *Nizdojminoga* (1977) too (see Fig. 1).

The mentioned inadequacy of the *decision procedure* could be corrected by considering the actual synoptic situation. It appeared that the events of underestimation had mostly belonged to cyclonic weather situations but those of overestimation had been attached to anticyclonic ones (see the results of *Table II*). On the basis of Table II, the careful analysis of the meso-synoptic weather situation at the Lake Balaton region revealed that the overestimation of wind gusts had belonged to the convergence zones (C) with significant moisture content and the pressure patterns (A) with „no gradient" ($\Delta p < 1$ hPa/100 km). The greatest mistake for the underestimation of wind gusts was made by neglecting the marked weather situations (cold front, instability line, convergence line) or the characteristic surface pressure patterns (e. g. K).

TABLE II

Synoptic interpretation for over- and underestimations according to the categotries for warning stages (0-category: $V_{max} < 12$; 1-category: $12 \leqq V_{max} \leqq 17$; 2-category: $V_{max} > 17$ m/s) concerning the maximum wind gusts (V_{max}) associated with Cb-clouds, in case of using the decision procedure from the 2-year period 1982–1983 ($N = 126$ cases)

Wheather situations	Estimations			
	Over –		Under –	
	one category	two categories	one category	two categories
	0 instead of 1 1 instend of 2	0 instead of 2	1 instead of 0 2 instead of 1	2 instead of 0
Macrosynpotic types by *Péczely* (1983)	Aw, AB, An, A Aw, An, A	Aw and An	Ae mCw, C, CMw	–
(Meso)synoptic situations after *Bartha* and *Böjti* (1982)	A, E, C, C	C with significant moisture content	slow-moving C+K H, I, H+I	–

Legend: A = surface pressure pattern with "no gradient" ($\Delta p < 1$ hPa/100 km); C = convergence, E = divergence; H = instability/squal-line; I = cold front; K = postfrontal gradient weather situation)

Development of decision procedure

Further correction was needed to use the presented *decision procedure* in practice. The development of the method was extended to making a decision based on the radar data combined with upper-air synoptic ones and taking account of the actual synoptic situation too.

As important overestimation can occur during the estimation for the wind gusts of 1-category ($12 \leqq V_{max} \leqq 17$ m/s) without taking account of actual weather situation therefore the anticyclonic weather situations and the pressure patterns with „no gradient" under the conditions of significant moisture content were submitted to further examination.

According to physical interpretation, the height ($H_{-22\,°C}$) of -22 °C level within a Cb-cloud is near the level of ice formation. The high convection level (i. e. the grouth of H_{max}) and the strengthening of cold advection (i. e. the sinking of $H_{-22\,°C}$) are favourable to the development of intensive and high Cb-clouds; otherwise the development of Cb-clouds will stop or begin to become weaker. For its verification, the relationship between the values of

$$\Delta H^* = H_{max} - H_{-22\,°C}$$

and those of Y-criterion ($Y = H_{max} \lg Z_{max}$) was investigated. The results were summarized by the 5th coloumn of Table I. Using the results of this investigation, the threshold values of ΔH^* were calculated by taking account of the threshold ones of Y-criterion in accordance with the categories for warning stages. Using the threshold values of ΔH^*, a part of the decision events was managed to put among the decisions D_0 or D_2 within the decision D_1. Namely, the previous decision D_1 changed into D_0

$$\text{if } \Delta H^* \leqq -0.3, \text{ and into } D_2$$

$$\text{if } \Delta H^* \geqq \quad 5.2.$$

For this reason if the top of a Cb-cloud could not rise up the height ($H_{-22\,°C}$) of -22 °C level, i. e. the anticyclonic influence still (or already) was significant, the wind gusts did not become severe unless the weather situation changed for stormy at the same time. Using the threshold values of ΔH^*, the value of accuracy for decision D_1 progressed from 53% to 60% without taking account of the actual synoptic situation. Better correction was not managed to get with the other upper-air synoptic parameters (e. g. instability index, the height of 0 °C level, vertical wind velocity) either.

The further examination tended towards considering the actual synoptic situation more exactly.

It is a well-known practical experience that the gusts of basic wind at the ground surface can increase the squalls associated with Cb-clouds. In order to take account of this influence, the actual and characteristic surface pressure pattern must be known where the development of Cb-clouds is carried out or expected. That is why the characteristic threshold values of the surface pressure gradients (Δp_i) belonging to various wind directions (SE, NW, SW and NW) were determined when the wind velocity at the surface can already become gusty (e. g. $V_{max} \geqq 7$ m/s) in the region of Lake Balaton. For this purpose, the simple linear relationships between the surface pressure gradient (Δp) and the wind velocity (V_s) were used (see *Fig. 3* after *Böjti*, 1979). Then the following task is to

estimate which category (0, 1 or 2) for warning stages can be put among the maximum wind gusts associated with Cb-clouds.

It is known after *Brancato* (1942) that there is a good relation between the measure of temperature decrease (e. g. the measured cooling rate (ΔT_t)) induced by thunderstorms and the maximum wind velocities associated with Cb-clouds at the surface. In Hungary, *Ambrózy* and *Tänczer* (1963) as well as *Götz* (1963) have already dealt with this problem before the establishment of weather radar observations in our service. They used the fact that the downdraught within a developed Cb-cloud started from near the height of 0 °C level. Int he process of it, the

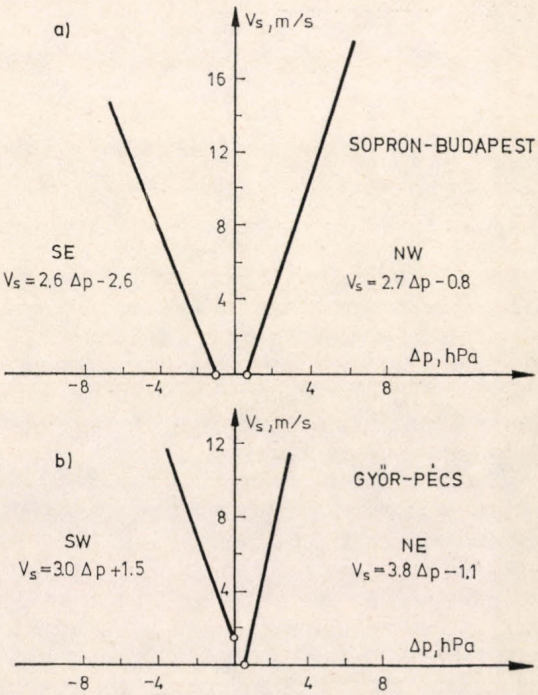


Fig. 3: Relationships of the pressure gradient (Δp) between Sopron and Budapest (*a*) as well as between Győr and Pécs (*b*) to the average wind speed (V_s) measured according to the wind directions (SE, NW, SW and NE) at Siófok (After *Böjti*, 1976)

cold air sinks and forms a downdraught which spreads out on encountering the ground to produce a gust front at its boundary with the ambient air and creates the localized, strong, cold winds, squall-lines and large direction changes, that are frequently associated with thunderstorms. The temperature decrease caused by thunderstorm can be estimated by taking down the air-particle along the wet-adiabat from the 0 °C level on the curve of state constructed at the time of the maximum surface temperature to the surface pressure (1000 hPa). If this wet-bulb potential temperature (Θ_{wo}) is deducted from the forecasted maximum temperature (T_{max}^{prog}) the expected maximum thunderstorm temperature decrease (ΔT_{max}) is obtained.

This method provides a true estimation for the maximum wind gusts in that case only if the development of thunderstorms can still run to an extreme before the maximum rise in daily temperature or near its time; otherwise the values of maximum wind gust are overestimated. The longer the phase for the genesis and development of thunderstorm ahead of the time of the maximum rise in daily temperature the larger the overestimation. In this way, the source of main

error is to neglect the daily course of temperature. In order to make nowcasting decisions, it is more practical to calculate the probable cooling rate (ΔT) from actual temperature (T_{akt}) taking account of the relation of rate $\Delta T = T_{akt} - \Theta_{wo}$ to the value of ΔT_{max}.

If the thunderstorms appear before the time ($t_{T\,max}$) of daily maximum temperature the warning stage can be estimated by the probable maximum decrease

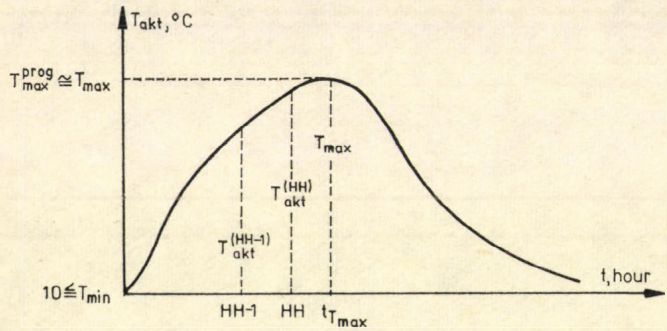


Fig. 4: Favourable $T_{akt}^{(HH)} \geq T_{akt}^{(HH-1)}$ and unfavourable $T_{akt}^{(HH} < T_{akt}^{(HH-1)}$ conditions of stregthenng of the wind gusts associated with Cb-clouds induced by coinvective activity as a function of the daily course of temperature

(ΔT_{max}) in temperature; otherwise the cooling rate (ΔT) calculated by actual temperature gives the proper warning stage. The favourable and unfavourable conditions between the actual (T_{akt}) and the daily maximum temperatures ($T_{max} = T_{max}^{prog}$) for strengthening of the maximum wind gusts occuring in the course of showers or thunderstorms are shown by *Fig. 4* as a function of the daily course of temperature.

Interest can be aroused by the statistic table that shows the frequency distribution of development starting time (t_{Cb}) for the Cb-clouds observed in a traditional way (without radar) as compared to the time ($t_{T\,max}$) of daily maximum temperature in case of decisions D_0, D_1 and D_2 *(Table III)*. Analysing the results of *Table III*, it can be found that the Cb-clouds ($H_{max} \leqq 7$ km) without strong wind gusts (belonging to decision D_0) appeared about the same frequency before and after the time of daily maximum temperature. It is not the case, however, for the thunderstorms belonging to decisions D_1 and D_2. The average Cb-clouds (belonging to decision D_1) appeared before the time of daily maximum temperature but the developed ones ($H_{max} \geqq 11$ km) belonging to decision D_2 appeared after it with larger frequency. Namely, the genesis and development of high Cb-clouds ($H_{max} \geqq 11$ km) can be back to dynamic causes rather than to thermal ones.

TABLE III

Frequency distribution of development starting time (t_{Cb}) *for the Cb-clouds (SYNOP: $C_L = 3$ or 9) observed in a conventional way (without radar) as compared to the time* ($t_{T\,max}$) *of daily maximum temperature in case of decisions D_0; D_1 and D_2, from the 2-year period 1982 – 1983 ($N = 533$ cases)*

Cb's development starting time (t_{Cb})	Decisions		
	D_0	D_1	D_2
$< t_{T\,max}$	23	130	65
$= t_{T\,max}$	2	33	46
$> t_{T\,max}$	20	89	125

The relationship between the cooling rates measured (ΔT_t) and calculated by actual temperature (ΔT) was also studied. The results of investigation are shown by *Fig. 5*. On the basis of this figure it can be established that the difference between the measured cooling rate and the cooling one calculated by actual temperature decreases linealy together with the increase of cooling. The moisture content of the air at the ground surface can also be taken into account by these

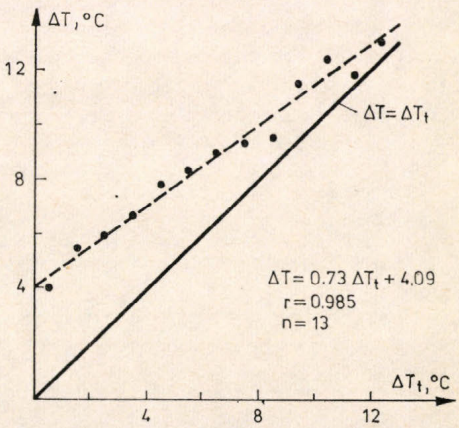


Fig. 5: Regression relationship between the measured cooling rate (ΔT_t) induced by convective showers or thunderstorms and the cooling rate (ΔT) calculated by actual temperature (T_{akt}) concerning the same shower or thunderstorm periods from 1982 to 1983 (N = 191 cases)

TABLE IV

Regression investigation for relationships between the measured cooling rate (ΔT_t) induced by convective shower or thunderstorm and the maximum wind gust (V_{max}) associated with these events in case of the decisions, D_0; D_1 and D_2 from the 2-year period 1982 – 1983

Regression analysis		Decisions		
		D_0	D_1	D_2
Independent variable, °C	(x)	ΔT_t		
Dependent variable, m/s	(y)	V_{max}		
Number of (x; y)	(N)	18	74	98
Number of points providing regression relation	(n)	7	8	15
Correlation coefficient	(r)	0.852	0.964	0,971
Significance level	(%)	5.0	0.1	0.1
Coefficientes of regression function (y = ax + b) providing the best approximation	(a)	1.1	1.3	1.0
	(b)	6.58	6,44	8,49
Intervals of independent variable		$0 < \Delta T_t \leqq 6{,}0$	$0 < \Delta T_t \leqq 10.0$	$1.5 < \Delta T_t \leqq 13.0$
Standard deviation compared to regression line, m/s	(Sy)	1.4	0.9	1.1
Measured cooling rate (ΔT_t) belonging to the threshold for warning, °C	$V_{max} = 12$	2.8	2.8	meaningless
	$V_{max} = 17$	meaningless	5.9	5.4

parameters. The fewer the cooling rate the more the moisture content of the air at the ground surface and inversely. Its knowledge is very important especially in case of the pressure pattern with „no gradient".

If the regression relationships between the measured cooling rate (ΔT_t) induced by a convective shower or thunderstorm and the maximum wind gust (V_{max}) combined with these events are known in case of decisions D_0, D_1 and D_2 the most probable value of wind gust (V_{max}) can be estimated from the cooling rate (ΔT) calculated by actual temperature with the use of a simple analogy. The result of this examinations can be seen in *Table IV*. From the regression relations, with the help of the connections shown on the Fig. 5 the ΔT cooling values belonging to the critical wind gusts (V_{max} = 12 and 17 m/s) can be determined. Using this data estimations were made about the expected wind existance. The calculations are summarized by *Table V*.

TABLE V

Statistics for the decisions modificated with the cooling rate (ΔT) calculated by actual temperature (T_{akt}) during shower or thunderstorm periods in case of the decisions D_0; D_1 and D_2 from 1982 to 1983 (N = 292 cases)

Decisions based on radar data		Decisions according to ΔT		
		Overestimation	*Suitable*	*Underestimation*
D_0	number of cases	2	15	1
	%	11	83	6
D_1	number of cases	14	56	5
	%	19	75	7
D_2	number of cases	18	80	–
	%	18	82	–

It can be established that the estimation of the wind gusts ($12 \leqq V_{max} \leqq 17$ m/s) belonging to decision D_1 progressed from 60% mentioned earlier to 75% by considering the actual weather situation in more objectively

From the practical point of view, it is important to decide wheather the near-ground warming is enough for the development of the convective thunderstorm activity, or not (*Makainé-Császár* and *Tóth*, 1978). If the daily (predicted) temperature maximum (T_{max}^{prog}) of the Lake Balaton region does not exceed the potential temperature (Θ_k) of the Cumulus-condensation level: $T_{max}^{prog} < \Theta_k$, then this state does not give an advantage to the development of the convective thunderstorms.

For the development of the *decision procedure*, the results of research work (*Bartha* et al., 1986) focussed on the optimization of storm warnings at Lake Balaton were also used. Accordingly, there are weather conditions when only one basin of Lake Balaton is endangered by Cb-clouds but the other one is not. These kind of weather situations can be the pressure pattern with "no gradient", weak convergence line, postfrontal gradient- and postfrontal Azores anticyclonic situations. In case of these weather conditions, the warnings can also be issued separately in time and space. In these cases, the estimation made by *decision procedure* must be controlled constantly (hourly or in ad hoc way) by the change

TABLE VI

Input data for practical adaptation of the nowcasting decision procedure

(where explanation of the parameters can be found in the study; indices are the Bagrovian analogy ones characterizing the zonal and meridional flows; codes are as follows: A = surface pressure pattern with "no gradient" (Δp=1 hPa/100 km); B = cyclonic curvature; C = convergence; D = anticyclonic curvature; D = divergence; F = prerfontal gradient situation; G = warm front; H = instability line; I = cold front; J = occluded front; K = postfrontal gradient situation; L = Genoa – cyclone activity; M = Azores anticyclonic situation; N = centre of the cyclone over the Carpathian basin; O = centre of the anticyclone over the Carpathian basin)

Radar	Upper-air	Surface	Synoptic weather characteristics			
			Surface pressure gradient (by direction)	Bagrovian analogy	Marked weather object	Surface pressure pattern
Parameters				Indices	Codes	
$\lg Z_{max}$ $Y = \lg Z_{max} H_{max}$	H_{trop} $H_{-22°C}$ T^{prog}_{max} Θ_{wo} Θ_{k}	T_{akt} V^{*}_{max} *(Lake Balaton, or its eastern and western basin)	Δp_i (i = 1....6) 1→SW 2→SE 3→NW 4→NE 5→NW_A 6→NW_D	$(\varrho_\varphi i, \varrho_\lambda i, \varrho_\varphi \varrho_\lambda)$ ground $(\varrho_\varphi i, \varrho_\lambda i, \varrho_\varphi \varrho_\lambda)$ 500 hPa – for the objective recognition of the Azores anticyclonic situations (by *Bartha et al.*, 1979.)	C G H I J	A B D E F K L M N O
$\Delta H = H_{trop} - H_{max}$ $\Delta H^{*} = H_{max} - H_{-22°C}$						
	$\Delta T = T_{akt} - \Theta_{wo}$ $\Delta T_{max} = T^{prog}_{max} - \Theta_{wo}$ sign (ΔT) sign $(T^{prog}_{max} - \Theta_k)$ sign $\left(\frac{\Delta T_{akt}}{\Delta t}\right) t = 1h.$					

of the regional satellite imagery and radar data as well as the ground surface pressure gradient in the Transdanubian region in Hungary; of the cooling rate calculated by actual temperature and finally of the maximum wind gusts measured by an up-to-date telemetry system transmitting real-time weather information from the Lake Balaton region. Using all of these conditions, the input parameters and data for the nowcasting decision model are summarized in *Table VI.*

Nowcasting decision system for estimation of the maximum wind gusts associated with Cb-clouds in the practice of the Storm Warning Service at Lake Balaton

The main elements of the decision method elaborated for the estimation of the maximum wind gusts associated with thunderclouds are built into an exactly determined and routinishly executable activity chain, the relationships of which are shown in the block diagram in *Fig. 6.* This *objective decision system* works in the storm warning practice so that all of the decision-making activity – the special weather forecast issued for the Lake Balaton area, the method of the radar observations and their transmission, the decision order based on the radar, upper-air and synoptic observational data, as well as the measure of the issue and monitoring of the appropriate warnings – are controlled by special commands. Of course, these commands determine the tasks and the decision-making conditions in more details than it is made known in the block diagram.

The courses of fundamental importance of the block diagram are as follows

1. The very short range forecast issued by the Central Forecasting Institute in Budapest and the Storm Warning Observatory in Siófok gives an answer for the question "shower or thunderstorm ?".This answer determines, with the help of satellite imagery, the necessity and frequency of radar observations. In case of the given threshold values ($H_{max} \geqq 4$; $\lg Z_{max} > 0$) of radar parameters, the hourly or ad hoc radar observation becomes operative.

2. In order to decide the actual warning stage in an objective way, the standard "input data" must be given which consist of radar observations, upper-air synoptic, surface and synoptic data *(Table VI).* On the basis of the data, the *decision procedure* results in one of the decisions D_0, D_1 or D_2 using the threshold values of radar and upper-air synoptic parameters (H_{max}; $\lg Z_{max}$; Y; ΔH and ΔH^*). Where D_0, D_1 and D_2 are the decisions according to 0-category: $V_{max} < 12$; 1-category: $12 \leqq V_{max} \leqq 17$ and 2-category: $V_{max} > 17$ m/s for warning stages (no warning; alert; storm warning) in turn.

3. The next task is to take account of the actual weather situation. It is an important point because the characteristic synoptic stituation can determine and influence the tendency in the growing of the developed Cb-clouds and, in such a way, the changes occuring in the strengthening of probable wind gusts, too. These kind of modifications can be caused by the marked weather situations ("code": C, H, I, J) entering the Transdanubian region of Hungary and the characteristic surface pressure patterns ("code": A, F, K, L, M, N) in the same region. The above mentioned marked weather situations can be recognized by the three hourly meso-analysis. The surface pressure pattern can be studied by the change of pressure gradient ($\Delta p_i \geqq x_0$) or by the special analogy method recognizing the pressure pattern.

In cases of some weather conditions ("code": A, C, K, M) the warnings can also be issued separately in time and space (for the western or eastern basin of

Lake Balaton). This involves that the decisions must be controlled permanently. This task requires the "monitoring" of changes in the cooling rate (ΔT) calculated by actual temperature and in the daily course of temperature (T_{akt}) as well as in the maximum wind gusts (V_{max}) measured by the telemetry system around

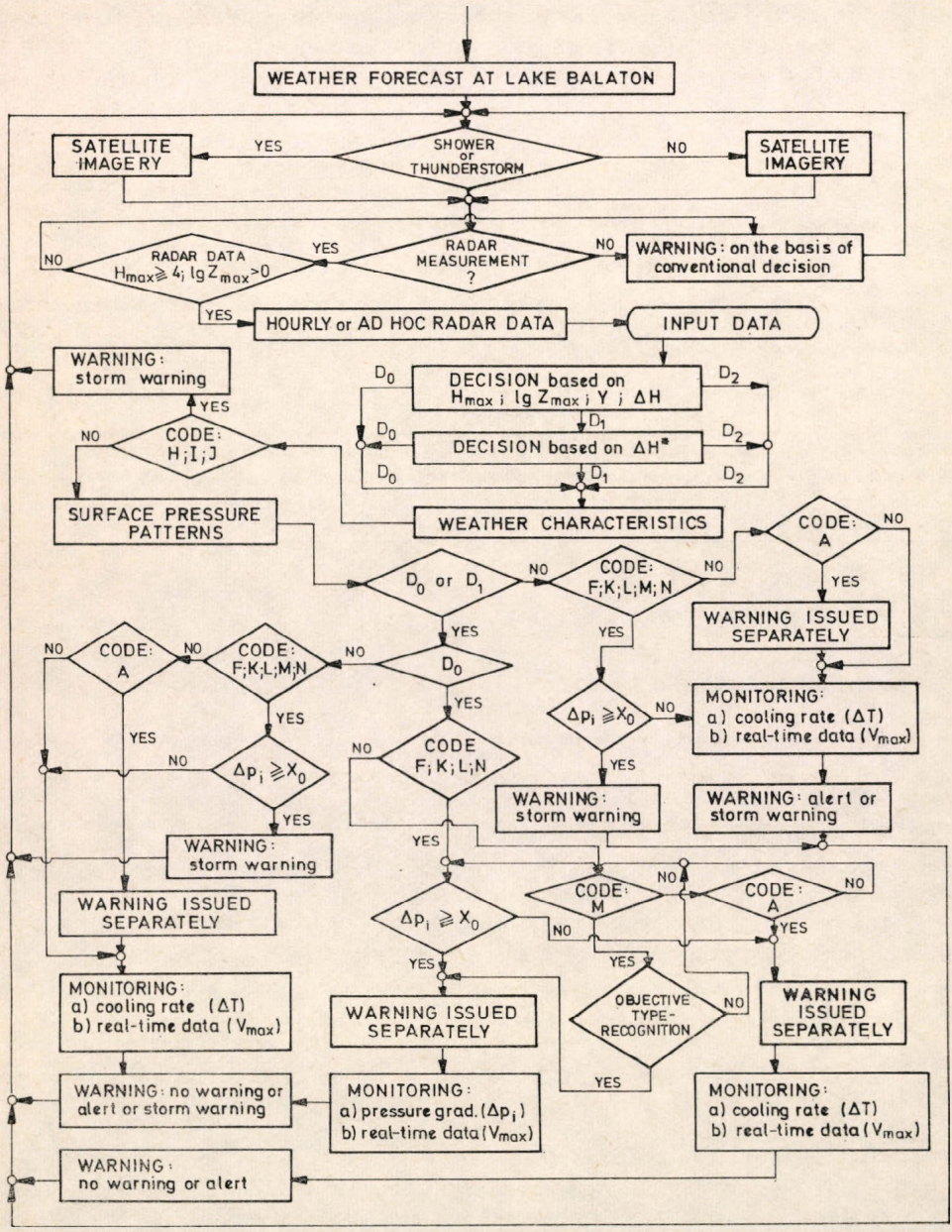


Fig. 6: Block diagram of the nowcasting decision system for estimation of the maximum wind gusts (V_{max}) associated with Cb-clouds, in the practice of the Storm Warning Service at Lake Balaton (See the chapter 7 for details).

Lake Balaton and finally in the surface pressure gradient (Δp_i) from the Transdanubian region in Hungary.

4. Finally, the carrying out of a proper "warning stage" (no warning; alert; storm warning) comes into force. Then further observations and further carrying out of warning stage come into force if they are necessary. The continuous observations are carried out (hourly or in ad hoc way) unless the values of radar data decrease under the given threshold values ($H_{max} = 4$; $\lg Z_{max} = 0$). In such a way further investigation is carried out as regards the formation of weather situation.

Conclusions

1. With the help of the objective decision procedure, the estimation of the maximum wind gusts associated with Cb-clouds can be carried out continuously on the basis of systematic (e.g. hourly) or ad hoc radar data. The decision process requires a computer. (Each decision needs of 20 parameters (data) in most cases whether hourly or in ad hoc way).

TABLE VII

Comparison of accuracy of the decisions made by the traditional warning (R) and the decision model (D) on the basis of data measured in the region of Lake Balaton in 1986 during the period from May 1 to September 30, for N = 37 samples

Decisions (R) and D	Fact						Values of accuracy (%)	
	D_0		D_1		D_2			
D_0	(1)	3	(0)	0	(0)	0	(76)	81
D_1	(3)	4	(9)	10	(0)	1		
D_2	(3)	1	(3)	1	(18)	17		

2. The practical application of the procedure is sensitive to the diagnostics of the actual synoptic situations. (It is not just the same if convergence zone is analysed instead of squall-line and inversely).

3. It is essential for the operational use of the method and for relating its results to operate a telemetry system transmitting real-time weather information (V_{max} etc.) as well as a remote-controlled light-signalling system at the Lake Balaton area.

4. The introduced *nowcasting decision procedure* can be made more objective by the computer recognition of the weather situations, e.g. the postfrontal Azores anticyclonic situations (*Bartha* et al. 1979), and frontal zones (*Fejesné-Sándor* et al., 1983), by the use of the fields of the numerical GRID-products from Bracknell predected for 3 hours (*Quarterly report...*, 1986), as well as by the (dynamic) forecast of the evolution tendency of the Cb-cloud accumulation which become arranged in a line (*Horváth* and *Práger*, 1985). Fuerther results can be obtained by determining the relationships between the standard surface gradient and wind speed at the phases of the pressure gradient becoming weaker during the pre- or postfrontal weather situations.

5. During the storm warning at Lake Balaton in 1986, the decision model was tested for the independent decision samples using the observational data of the Szentgotthárd/Farkasfa weather radar station in the Transdanubian region of Hungary. As the result of this verification, the estimation of the wind gusts belonging to the three decisions (D_0, D_1, D_2) using the decision procedure was more optimal and it resulted in the greater value of accuracy than that with the use of the conventional decision *(Table VII)*.

In the near future, our most important tasks are to go on developing the presented objective decision procedure in the practice of the Storm Warning Service at Lake Balaton and to feed it into a computer.

Acknowledgement: The author is sincerely indebted to *Mr. Kapovits* for his personal guidance and comments provided.

REFERENCES

Ambrózy, P. és *Tänczer, T.*, 1963: Zivataros széllökések maximális sebességének előrejelzése (Prediction of maximum wind velocities connected to thunderstorms). *Beszámolók*, 1962, 84–87, Budapest.

Bartha, I., Böjti, B., Rábai, A. és *Vissy, K.*, 1979: Objektív módszer erős széllel járó anticiklonhelyzet felismertetésére (An objective method for the recognition of anticyclonic situations associated with strong winds). *OMSZ Kisebb Kiadv. 47*, 1–42, Budapest.

Bartha, I. és *Böjti, B.*, 1982: Radarral mért adatok a viharjelzésben (Radar data in storm forecasting). *Met. Tanulmányok 40*, 1–31, Budapest.

Bartha, I., 1983: Kísérlet a zivatarfelhőkből kifutó maximális széllökések kategóriák szerinti előrejelzésére, radarinformációk felhasználásával (Experiment for prediction of maximum wind gusts associated with thunderclouds by categories, with the use of radar data). *Met. Tanulmányok 46*, 1–32, Budapest.

Bartha, I., Böjti, B. és *Horváth, Á.*, 1986: A balatoni viharjelzés optimalizálása a jelzőrendszer korszerűsítése után (Optimization of storm warnings at Lake Balaton after completing the reconstruction of the present warning system). *Időjárás 6*, 371–380.

Bodolainé Jakus, E. és *Götz, G.*, 1963: Instabilitási vonalak szerkezete és analízise (Structure and analysis of instability lines). *OMI. Kisebb Kiadv. 33*, Budapest.

Bodolai, I., Bodolainé Jakus, E. and *Böjti, B.*, 1967: Macrosynoptical conditions for the formation of Slovenian squall-lines and some properties of cold fronts with thunderstorm. *Időjárás 71*, 129–143.

Böjti, B., 1979: Útmutatás a viharjelző szolgálat részére (Instructions for the Storm Warning Service at Lake Balaton). *OMSZ. Kiadv.* 3–14, Budapest.

Brancato, G. N., 1942: The meteorological behavior and characteristic of thunderstorms. *U. S. Weather Bureau, April.*

Brüljov, G. B. and *Nizdojminoga, G. L.*, 1977: *Iszpolzovanyie radiolokacionnüh dannüh v szinopticseszkoj praktike.* Gidrometeoizdat, Leningrád.

Darrah, R. P., 1978: Relationship of severe weather to radar tops. *Monthly Weather Review 106*, 1332–1339.

Donaldson, R. J., 1960: Radar methods for identification of severe thunderstorms. *Paper presented at AMS Conf.* on Severe storms, St. Louis 28 pp.

Fawbush E. J. and *Miller, R. C.*, 1954: A basis for forecasting peak wind gusts in non-frontal thunderstorms. *Bull. Am. Met. Soc. 5*, 1.

Fejesné-Sándor, V., Katkó, B., Kerekes, A., Ruják, L. és *Szalma, J.*, 1983: Veszélyes időjárást okozó frontok felismerési eljárásának fejlesztése (Development of a recognition method of fronts causing dangerous weather) *Met. Tanulmányok 48*, 3–39, Budapest.

Götz, G., 1963: Nem-frontális zivatarokból eredő maximális széllökések előrejelzése (Prediction of maximum wind velocities connected to non-frontal thunderstorm) *Beszámolók*, 1962, 97–101, Budapest.

Götz, G., 1966: *Sturmwarnung am Balatonsee.* OMI. Hiv. Kiadv. XXX., Budapest.

Horváth, Á. és *Práger, T.*, 1985: Zivatarláncok dinamikája és előrejelzése (Study of the dynamics and predictability of squall-lines). *Időjárás 89*, 141–160.

Kapovits, A., 1981: Időjárási radarhálózat létesítése Magyarországon (Establishment of the weather network in Hungary), *OMSZ. Hiv. Kiadv. LI*, 71–79, Budapest.

Kapovits, A., 1984: Frontális felhő-csapadék rendszer radar vizsgálata (Radar study of a frontal cloud-precipitation system). *Időjárás 88*, 210–222.

Makainé-Császár, M. és *Tóth, P.*, 1978: *Szinoptikus meteorológia I.* (Synoptic meterology I.). Tankönyvkiadó (Egyetemi jegyzet), Budapest.

Mezősi, M. és *Simon, A.*, 1981: A meteorológiai szélmérés elmélete és gyakorlata (Theory and practice of anemometry in Meteorology). *Met. Tanulmányok 36*, 1–58, Budapest.

Moroney, M. J., 1970: *Számoktól a tényekig* (Facts from figures). Gondolat Kiadó, Budapest, 239–283.

Péczely, Gy., 1983: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa (Catalogue of the macrosynoptic types for Hungary). *OMSZ. Kisebb Kiadv. 53*, 54–70, Budapest.

Quarterly report on numerical products from Bracknell, 1986: List of available numerical products from Bracknell, 16–20, Bracknell.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 6. szám, 1987. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 6. Nov – Dec 1987, Budapest

Lokális skálájú szennyezőanyag-transzport modell I. rész: Áramlási modell inhomogén felszín felett

MERSICH IVÁN, *Országos Meteorológiai Szolgálat, 1525 Budapest Pf. 38.*
STOYAN GISBERT, *ELTE Számítóközpont, 1052 Budapest 112 Pf. 157.*

A local scale pollutant-transport model. Part I.: The airflow model over non-homogeneous surface. The paper shows the construction, numerical solution and testing of a "quasi-threedimensional" steady-state airflow model which aims at meeting two requirements: to be realizable with moderate computer capacity and to be applicable also in case of average and lower wind speeds. The model was tested and its boundary conditions determined by using orographic data of Budapest. This (antitriptic) airflow model constitutes the basis for the pollutant transport model which is presently in work.

*

Lokális skálájú szennyezőanyag-transzport modell. I. rész: Áramlási modell inhomogén felszín felett. A dolgozat egy „kvázi háromdimenziós" áramlási modell konstrukcióját és tesztelését mutatja be. A modell-alkotás két legfontosabb szempontja, a rendelkezésre álló korlátozott számítástechnikai kapacitáshoz való igazodás, és az átlagosnál gyengébb légáramlások esetén is alkalmazható modell létrehozása volt. Szerzők a megfelelő peremfeltételek meghatározásához, valamint a számítási eljárás teszteléséhez budapesti adatokat használtak fel. A fenti feltételek mellett kidolgozott antitriptikus áramlási modell képezi a későbbi szennyezőanyag transzport modell alapját.

*

Bevezetés. A mezoskálájú meteorológiai folyamatok, ezen belül a domborzat áramlásmódosító hatásának matematikai modellezése már közel fél évszázados múltra tekint vissza. A fejlődés kisebb-nagyobb kitérőket nem tekintve töretlen volt. Az egyes fontosabb időszakok eredményeinek összefoglaló értékelését *Alaka* (1960), *Nichols* (1973), *Atkinson* (1981) és *Pielke* (1984) adták meg.

Míg a korábbi évtizedekben a kutatások a mezoskálájú folyamatok lényegének megértésére, leírására, a modell alkotás meteorológiai, fizikai, valamint matematikai feltételeinek tökéletesítésére irányultak, az utóbbi évtized központi kérdése az összegyűlt ismeretanyag gyakorlati alkalmazásának lehetősége lett (*Pielke* et al., 1983).

A gyakorlati alkalmazás jelenlegi ismereteink alapján négy nagy témakör területén perspektivikus. Ezek a következők:

- regionális előrejelzés (*Carpenter*, 1979),
- mezoskálájú szennyezőanyag terjedés (*Segal* et al., 1982 b),
- szélenergia helyzet felmérése (*Mahrer* et al., 1985; *Segal* et al., 1982 a).
- regionális antropogén klímaváltozás vizsgálata.

A modellek kiterjedt alkalmazását azonban korlátozza a felhasználók rendelkezésre álló számítástechnikai kapacitása, továbbá a költségek és az eredmények kiegyensúlyozatlansága. Ugyanis mind a lineáris modellek (*Klemp* és *Lilly*, 1975; *Vergeiner*, 1976), mind a nem-lineáris modellek esetén (*Mahrer* és *Pielke*, 1976; *Wallbaum*, 1982) egy átlagos feladat megoldásához jelentős – akár néhány 100 Kbyte – terjedelmű mátrixokkal kell operálni, a műveletek száma pedig a 10^{10} nagyságrendbe esik. Ezért a mezoskálájú modellezés élvonalát jelentő elméleti és gyakorlati fejlődéssel párhuzamosan kísérletek történtek a szerényebb lehetőségekkel rendelkezők által is eredménnyel használható mezoskálájú modellek kidolgozására.

Olyan modellek jöttek létre, amelyek erősen specializálódtak, és nem minden részletükben állják ki a legszigorúbb szakmai vizsgálódást, de gyakorlati eredményeik mégis előremutatók (*Koppert*, 1980). (A felsorolt négy alkalmazási terület közül elsősorban a második és a harmadik esetében használnak a fenti értelemben vett egyszerűsített modelleket.)

Jelen tanulmányban is egy egyszerűbb – bizonyos speciális kérdések gyakorlati célú tanulmányozására alkalmas – mezoskálájú transzport modellt ismertetünk. A dolgozat első részében az áramlási modellt mutatjuk be, kiegészítve a Budapestre végzett számítások eredményeivel. A második részben pedig a légszennyező anyagok terjedését tárgyaljuk.

1. A modell leírása

A Navier–Stokes egyenleten alapuló, annak egyszerűsítésével kapott „kváz háromdimenziós" modell az eljárás alapja. A modell számítások a domborzat által módosított divergenciamentes áramlási mező háromdimenziós képét szolgáltatják.

Első lépésben a feladatot a Navier–Stokes egyenlet vertikális integrálásával kétdimenziós elliptikus parciális differenciálegyenletre vezetjük vissza. Második lépésként a kétdimenziós egyenlet megoldásából algebrai úton állítjuk elő a tér minden pontjában a háromdimenziós áramlási sebességvektort (innen a „kvázi háromdimenziós" jelző).

A modell ismertnek tételezi fel a felszín tengerszint feletti $h(x, y)$ magasságát és a $H > h$ magassághoz tartozó geosztrofikus szélsebesség vektort (V_g), egy alkalmasnak megválasztott tartományon (SZ). A továbbiakban csak az $SZ = \{0 \leqq x \leqq L_x,\ 0 \leqq y \leqq L_y\}$ esetet vizsgáljuk, azaz amikor a vizsgálati terület téglalap alakú.

A modell alapegyenlete. Az alapegyenlet levezetése *Stoyan* et al. (1986) cikkében részletezett gondolatmenet szerint történik. Ebben a cikkben szerzők a vízáramlással kapcsolatos számításaik eredményeiről számolnak be. A lényegi eltérés a jelen feladat esetében a peremfeltételek megadásában, valamint a levegő turbulens-diffúzióját jellemző K_z együttható megadásában van.

Induljunk ki a Navier–Stokes egyenlet

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{V} = -\frac{1}{\varrho} \nabla p + G - 2\omega \mathrm{x} \mathbf{V} + \Delta(K \cdot \mathbf{V}) \qquad (1)$$

alakjából, ahol

$(x, y) \in SZ$ és $h(x, y) \leq z \leq H + \xi(x, y)$,

$\mathbf{V} = (u, v, w)$ – a szélsebesség vektor,
ξ – a légréteg normál vastagságától való eltérés (a lezáró felület hullámzása),
∇ – a nabla operátor,
Δ – a Laplace operátor,
ϱ – a levegő sűrűsége,
p – a légnyomás,
$G = (0,0,-g)$ – a gravitációs gyorsulás vektor,
$\omega = (\omega_x, \omega_y, \omega_z)$ – a földforgás szögsebesség vektora,
K – a turbulens diffúziós koefficiens,

valamint a kontinuitási egyenlet

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{2}$$

alakjából. A vizsgálatok céljának megfelelően a továbbiakban feltételezzük, hogy

- a mozgás stacionárius $(\partial \mathbf{V}/\partial t) = 0$ és olyan lassú, hogy a $(\mathbf{V} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{V}$ tag elhanyagolható (azaz az áramlás antitriptikus),
- a vizsgált terület horizontális kiterjedése kicsi, így a Coriolis erő elhanyagolható,
- $K_x = K_y =$ állandó, és elhanyagolható K_z-hez képest,
- érvényes a hidrosztatikus közelítés $(\partial p/\partial z = -\varrho g)$ és nyomás $p = p_0 + \varrho g[(H + \xi) - z]$ kifejezése.

Külön magyarázatra szorul az első feltételezés. A légszennyeződési epizód helyzetek – az adott skálán – rendszerint kis szélsebességek és az áramlási mező lassú időbeli változása esetén következnek be. Ezért különösen fontos az olyan áramlási mezők számítása, amikor az átlagos szélsebesség az $1 - 2$ m/s-ot nem haladja meg. A számítási modell ehhez a speciális időjárási helyzethez tartozó szélmezőt kívánja szimulálni.

A fentiek alapján az (1) egyenlet jelentősen egyszerűsödik és a

$$\begin{aligned} -g\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial u}{\partial z}\right) &= 0 \\ -g\frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial v}{\partial z}\right) &= 0 \end{aligned} \tag{3}$$

alakba írható.

Ha a (2) kontinuitási egyenletet a z változó szerint integráljuk a $w = 0$ feltételezéssel a $z = h(x, y)$-tól és a $z = H + \xi(x, y)$-ig akkor a

$$\frac{\partial \hat{u}}{\partial x} + \frac{\partial \hat{v}}{\partial y} = 0 \tag{4}$$

kifejezést kapjuk, ahol

$$\hat{u} = \int_h^{H+\xi} u dz; \qquad \hat{v} = \int_h^{H+\xi} v dz \tag{5}$$

a horizontális átlagáramlás komponensei.

Vezessük be az átlagáramlás áramfüggvényét a (4) egyenlet felhasználásával

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = -\hat{v}; \qquad \frac{\partial \Phi}{\partial y} = \hat{u} \tag{6}$$

formában.

A (3) modell alapegyenletek tömör alakja

$$\frac{d}{dz}\left(K_z \frac{dU}{dz}\right) = f \tag{7}$$

ahol $U = (u, v)$ – a horizontális sebességvektor,

$$f = f(x, y) = \left(g\frac{\partial \xi}{\partial x}, g\frac{\partial \xi}{\partial y}\right) - \text{a horizontális nyomási gradiens;}$$

a (7) egyenlet egyértelmű megoldásához két peremfeltételt kell megadni. Legyenek a peremfeltételek a következők:

$$U = 0 \text{ ha } z = h \tag{8}$$

$$U = V_g, \text{ ha } z = H + \xi \tag{9}$$

ahol $V_g = (V_{g_x}, V_{g_y}, 0)$ a geosztrofikus szélsebesség vektor.

A (7) és (10) egyenletek által meghatározott peremérték feladat megoldását a

$$K_z = a_0 (H-h)^p \tag{10}$$

feltétel esetén keressük, ahol $a_0 = \text{áll.} > 0$, $p = \text{áll.} \geq 0$. (A fenti exponenciális kifejezés hasonló a határréteg vizsgálatok során gyakran használt $a = a_0(z-h)^p$ kifejezéshez, melyet például *Wippermann* (1973), *Berljand* (1981) és *Hanna* (1982) alkalmaztak.) A megoldást a $\xi \ll H-h$ feltételezéssel adjuk meg, és így az f-ben és ξ-ben egyarán lineáris kifejezést kapunk:

$$U(z) = (z-h)\left[\frac{V_g}{H-h} - \frac{f}{2a_0}(H-h)^{1-p}\right] + \frac{f}{2a_0}\frac{(z-h)^2}{(H-h)^p} \tag{11}$$

Integrálva $U(z)$ kifejezését, az (5) egyenlet értelmében az

$$\hat{U} = \int_h^H U dz = V_g \frac{H-h}{z} - \frac{f}{12a_0}(H-h)^{3-p} \tag{12}$$

összefüggés áll elő, ahol $\hat{U}$ a horizontális átlagáramlás vektora. A(6) egyenletnek megfelelően bevezetve az áramfüggvényt a

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial x} &= V_{g_x}\frac{H-h}{2} - g\frac{\partial \xi}{\partial x}\frac{1}{12a_0}(H-h)^{3-p} \\ -\frac{\partial \Phi}{\partial y} &= V_{g_y}\frac{H-h}{2} - g\frac{\partial \xi}{\partial y}\frac{1}{12a_0}(H-h)^{3-p} \end{aligned} \tag{13}$$

egyenletrendszert kapjuk. Ha a (13) egyenletből kifejezzük a ξ-t tartalmazó tagokat, majd behelyettesítjük a

$$g \cdot \left(\frac{\partial^2 \xi}{\partial x \partial y} - \frac{\partial^2 \xi}{\partial y \partial x} \right) = 0$$

kifejezésbe, akkor előállítottuk a modell alapegyenletének áramfüggvénnyel megadott

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} - \frac{(p-3)}{H-h} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) = \frac{p-2}{2} \left(- V_{g_x} \frac{\partial h}{\partial y} + V_{g_y} \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (14)$$

alakját.

A levezetés fontos feltételezése, hogy a K_z turbulens diffúziós együtthatót a (10) egyenlet alapján parametrizáljuk. Vizsgáljuk meg, hogy milyen hatást gyakorol az alapegyenlet formájára az, ha a (10) egyenlet szerinti parametrizálás helyett a hivatkozásként szereplő $K_z = a_0(z-h)^p$, $p \geq 0$ összefüggést használjuk.

Ekkor a (8) és (9) egyenlettel megadott határfeltételek közül csak egyet írhatunk elő. (Ugyanis a (7) egyenlet első integrálása után az integrációs konstans zérus lesz.) Legyen ez például a (8) összefüggésnek megfelelő határfeltétel. Levezetve a (14) összefüggés megfelelőjét, az egyenlet jobb oldala zérus lesz, de a differenciál-operátor változatlan marad.

Abban az esetben, ha a (9) kifejezéssel meghatározott határfeltételt írjuk elő, és így határozzuk meg az alapegyenletet, akkor az egyenlet jobb oldalán az eddigi $(p-2)/2$ tényező helyett a $(p-2)$ szorzótényezőt kapjuk, miközben a differenciál-operátor ismét változatlan marad.

A differenciál-operátor akkor is változatlan marad, ha az említett peremfeltételek helyett U és dU/dz kombinációjaként állítjuk elő a peremfeltételt.

A fenti levezetéseket általánosítva megállapíthatjuk, hogy a (10) egyenlethez hasonló parametrizációk a (14) egyenlet baloldalát változatlanul hagyják, miközben az egyenlet jobb oldalán a konstans szorzótényező változik. Bevezetve e tényező helyett egy szabad paramétert, a számításokat adaptálhatjuk a tényleges (mért) vertikális sebesség-profilokhoz. Így e paraméteren keresztül lehetséges pl. a légköri stabilitási viszonyok figyelembevétele.

Peremfeltételek megadása. A (14) egyenlet megoldásához a számítási tartomány peremén megfelelő határfeltételeket kell megadni. Sík vidéken ez nem jelent nehézséget. Ha a számítási tartomány jelentős méretű domborzati elemeket is tartalmaz, akkor a megfelelő peremfeltételek megadása problémák forrása lehet. Különösen így van ez a kiáramlási oldalon, ahol egyéb matematikai okok is nehezítik a megfelelő határfeltételek megadását.

Jelen fejezetben a konkrét számítási tartományhoz és feladathoz (Budapest területe) kapcsolódva vizsgáljuk a peremfeltételek lehetséges megadását, utalva az alkalmazás lehetőségeire is. A számítási tartomány jellegzetessége, hogy – jellegzetes légszennyezési epizód helyzetekben – a beáramlási oldalon a felszín sík, a kiáramlási oldalon pedig jelentős méretű dombok találhatók.

Forgassuk el a koordináta rendszert úgy, hogy az y tengely a geosztrofikus szél irányába mutasson. Tegyük fel, hogy az $y = 0$, $0 \leq x \leq L_x$ oldalon a geosztrofikus szél független x és z-től, akkor a beáramlási oldalon a határfeltétel megadható a

$$\Phi = \Phi(x) = -\int_0^x U_y \mathrm{d}x = -\int_0^x \int_h^H V_{g_y} \mathrm{d}z \mathrm{d}x = -V_{g_y} \int_0^x (H-h)\, \mathrm{d}x \quad (15)$$

kifejezéssel.

A geosztrofikus szél magasságtól való függetlensége (ami a barotrop feltétel következménye) első pillantásra durva közelítésnek tűnik. Ugyanakkor több vizsgálat is arra utal, hogy a jelen modellhez hasonló modellek esetén a geosztrofikus szél magassági változásának figyelembevétele csak jelentéktelen változást eredményezhet a számítási eredményekben *(Wippermann, 1973)*.

A konkrét légszennyeződési számításokat a térképre helyezett rácshálózaton szokták elvégezni, úgy, hogy a modell egyenletek alakját és megoldását igazítják a térképhez, a rácshálózathoz. Ezt a választást indokolja az adatok egyszerűbb megadásának lehetősége, továbbá a koordináta rendszer szélirányba forgatásával kapcsolatos nehézségek is. Ezért, ha a geosztrofikus szélirány nem párhuzamos az y tengellyel, illetve a vizsgálati tartomány nem téglalap alakú, akkor a (15) összefüggés egy általánosított alakját adhatjuk meg peremfeltételként:

$$\Phi = \Phi(x) = \int_0^s \frac{\partial \Phi}{\partial x} dx + \frac{\partial \Phi}{\partial y} dy = \int_0^s (H - h) \cdot V_g \cdot n ds \tag{16}$$

ahol S – az oldal hosszúság koordinátája (egy tetszőleges ponttól számítva, úgy irányítva, hogy a számítási tartomány mindig balra feküdjön)

n – a tartományból kifelé mutató normálvektor.

A (16) egyenlet által meghatározott peremfeltétel használata a kiáramlási oldalon két okból is problematikus:

– A geosztrofikus szélvektor a kiáramlási oldalon a domborzat hatására már jelentősen módosulhat,

– a geosztrofikus szélvektor önkényes megadására nincs lehetőség, mert egyértelmű Φ megoldást csak akkor kapunk, ha a számítási tartomány peremén a

$$\Phi(H - h) \cdot V_g \cdot n ds = 0$$

feltétel teljesül.

A (16) egyenlet által meghatározott peremfeltétel az egész tartomány határán csak akkor fogadható el, ha az a hegyektől kellően távol, sík felszín felett van.

Amennyiben a fenti feltételek nem teljesülnek, és a (16 összefüggés nem használható peremfeltételként, a kiáramlási oldalon a határfeltétel az U vektor irányának rögzítésével is megadható. A fenti áramlási irányt mérések, vagy bizonyos feltételezések alapján lehet meghatározni. Legyen az adott irány például az $m = (m_y, m_x)$ vektorral definiálva, akkor a peremfeltétel

$$m_y u - m_x v = 0 \tag{17}$$

alakú lesz.

Mérések hiányában a kiáramlást megadhatjuk a geosztrofikus szél irányával ($m = V_g$) is, akkor a fenti egyenlettel definiált határfeltétel

$$V_{gx} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + V_{gy} \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \tag{18}$$

Speciális felszíni és áramlási adottságok esetén előfordulhat, hogy a kiáramlás a peremre merőlegesen történik ($m = n$). Ekkor a (17) egyenlet az

$$n_x \frac{\partial \Phi}{\partial x} + n_y \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \tag{18a}$$

alakban jelenik meg.

Kiindulhatunk végül abból a feltételezésből is, hogy a légréteg normál vastagságtól való ξ eltérése a perem normálisa irányában nem változik, azaz

$$-n_y\frac{\partial\xi}{\partial x}+n_x\frac{\partial\xi}{\partial y}=0.$$

Felhasználva a (14) egyenletet, az

$$n_x\frac{\partial\Phi}{\partial x}+n_y\frac{\partial\Phi}{\partial y}=\frac{H-h}{2}(n_yV_{g_x}-n_xV_{g_y}) \tag{18b}$$

peremfeltétel egyenlet adható meg.

Speciális feltételek esetén a bemutatott utóbbi három határfeltétel egyenértékű lehet. (Első példánkból kiindulva, amikor az y tengely párhuzamos volt a geosztrofikus szél irányával, az ismertetett peremfeltételek a kiáramlási oldalon egyaránt a $\partial\Phi/\partial y=0$ esetre egyszerűsödnek).

Mind a négy kiáramlási határfeltétellel számításokat is végeztünk. A kísérletek és tanulságaikat a modell számítások eredményeinek ismertetésekor részletezzük.

2. *A modell numerikus megvalósítása, a TEPP programrendszer*

A számítás menete. Első lépésként megoldjuk a (14) egyenletet a megfelelő peremfeltételek felhasználásával. Eredményül az áramfüggvénymezőt kapjuk. Ezt követően a (6) egyenlet alapján az áramfüggvény-mezőből meghatározzuk az $\{SZ\}$ tartomány pontjaiban az átlagáramlás értékeit. Végül a (11) és (13) egyenletek segítségével előállítjuk az egyes pontokra vonatkozó sebességvektor komponenseket.

Numerikus módszer. Az egyenletrendszert véges differenciális közelítés felhasználásával oldjuk meg. A megoldás során lényeges egyszerűsítést tesz lehetővé a vizsgált tartomány téglalap alakja. (*Stoyan* (1986) általános tartományokra megfogalmazott peremérték feladat megoldó programrendszert is kidolgozott.)

A (14) egyenlet megoldásánál kézenfekvő közelítésnek tűnik a deriváltak centrális másodrendű differencia sémával történő közelítése. Ekkor azonban a megoldás során fellépő instabilitások elkerüléséhez a

$$\left|\frac{\Delta x}{2}\frac{p-3}{H-h}\frac{\partial h}{\partial x}\right|<1, \qquad \left|\frac{\Delta y}{2}\frac{p-3}{H-h}\frac{\partial h}{\partial y}\right|<1$$

egyenlőtlenségeknek teljesülniük kell. A fenti feltételek teljesítése, erősen tagolt felszín esetén, amikor igaz a

$$\left|L_x\frac{p-3}{H-h}\frac{\partial h}{\partial x}\right|\gg 1, \qquad \left|L_y\frac{p-3}{H-h}\frac{\partial h}{\partial y}\right|\gg 1$$

egyenlőtlenség, olyan kicsi rácsállandókat követel meg, melyek már nem egyeztethetők össze célkitűzésünkkel (a nem jelentős számítástechnikai erőforrást igénylő modellel).

Ezért olyan differencia sémát alkalmaztunk, amelynél a nevezett jelenségek nem lépnek fel, a megoldás gyakorlatilag független a rácsállandó megválasztásától, és a felbontást csak a rendelkezésre álló számítógépes lehetőségek határozzák meg.

A véges differencia séma levezetését – a helytakarékosság érdekében – egy egyszerűbb modell változat alapján illusztráljuk. Tegyük fel, hogy a rendszer y-tól független (azaz a (15) egyenlet egydimenziós változatát vizsgáljuk).

Az egyszerűsített modell egyenlet

$$a\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + b\frac{\partial \Phi}{\partial x} + f = 0 \tag{19}$$

alakú, ahol $a = 1$, $b = (p-3)/(H-h)$, és f lineáris x-ben. A (19) egyenlet megoldását az (x_{i-1}, x_{i+1}) intervallumban a

$$\Phi(x_{i-1}) = \Phi_{i-1};\ \Phi(x_{i-1}) = \Phi_{i-1}$$

peremfeltételek mellett keressük.

A megoldás az x_i pontban a

$$\Phi(x_i) = g_1(x_i)\Phi_{i-1} + g_2(x)\Phi_{i+1} + g_3(x_i, f) \tag{20}$$

kifejezés, ahol $g_1(x_i)$ és $g_2(x_i)$ ismert exponenciális függvények, $g_3(x_i, f)$ pedig f-től függő integrál. A (20) egyenlettel megadott megoldás felhasználásával a (19) egyenlet véges differencia alakja:

$$\left[a + b\cdot\Delta x\left(\alpha + \frac{1}{2}\right)\right]\frac{\Phi_{i+1} - \Phi_i}{\Delta x} - \left[a - b\cdot\Delta x\left(\frac{1}{2} - \alpha\right)\right]\frac{\Phi_i - \Phi_{i-1}}{\Delta x} + \\ + \Delta x\left[\frac{1}{2} + \alpha\right)\cdot f_{i+1/2} + \Delta x\left(\frac{1}{2} - \alpha\right)f_{i+1/2} = 0 \tag{21}$$

ahol

$$\alpha = (q\cdot\coth q - 1)/2q, \qquad q = b\Delta x/2a$$

$$f_{i+1/2} = f\left(x_i + \frac{h}{2}\right); \qquad -\frac{1}{2} < \alpha < \frac{1}{2}$$

$$\alpha = \begin{cases} 1/2 \text{ ha } b > 0 \\ -1/2 \text{ ha } b < 0 \\ 0 \text{ ha } b = 0 \end{cases} \text{ és } a \to 0$$

A (21) séma tulajdonképpen felfogható úgy is, mint folyamatos átmenet a (19) egyenlet retrográd ($\alpha = -1/2$), centrális ($\alpha = 0$) és forward ($\alpha = 1/2$) differencia approximációja között. A közelítés előnye abban rejlik, hogy a hamis oszcillációkat és a hibás előjeleket kiküszöböli. (Az általános differencia séma tulajdonságait részletesen elemezte *Samarskij* (1984), a fenti séma tulajdonságait pedig *Stoyan* (1984).

Kétdimenziós egyenlet esetén a fentieket értelemszerűen alkalmaztuk. A (4) egyenlet véges differencia közelítésénél a (21) kifejezéshez hasonló típusú tagok léptek fel, azonban meglehetősen bonyolult formában (*Molnárka* et al., 1987), melyek részletezését itt mellőzzük.

TEPP programrendszer. A programrendszer több modulja foglalkozik a különböző adatok modell inputként való előállításával. Ezek közül a legfontosabb a domborzati adatok létrehozása, mely a térbeli felbontás rögzítésével végeredményben a számítógép-kapacitás igényt is meghatározza.

A (14) egyenlet (21) séma szerinti megoldása során először a differencia egyenlet megfelelő együtthatóit, majd a hozzátartozó lineáris egyenletrendszer megoldását számítjuk ki. A számítási módszer a Gauss-elimináción alapszik, de csak az egyenletrendszer nem zérus együtthatóival dolgozik. (E programrész a feladat méretétől függően külső tárolót is igényelhet.) Az előállított áramfüggvény értékeket mágneslemezen tároljuk.

A következő részben a (6) egyenlet véges differencia alakjából kiszámoljuk az átlagáramlás komponenseit. Az eredményeket a rajzmodul vektoriális formában jeleníti meg.

Ezt követően a (11) egyenlet megfelelő alakjának megoldásával előállítjuk a lokális sebességvektor komponenseit, és az előzőleg említett rajzmodul segítségével megjelenítjük.

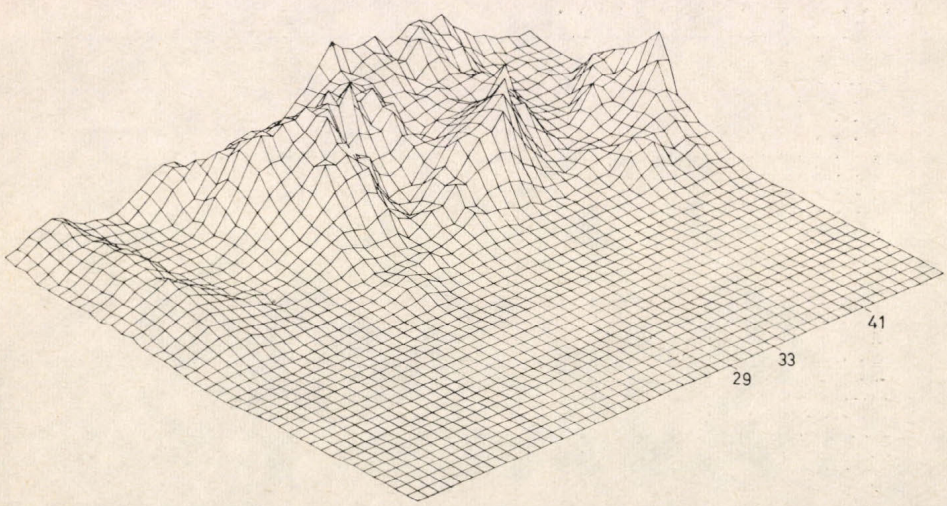
A fent részletezett programrendszert *Stoyan* dolgozta ki, FORTRAN programozási nyelven, a futtatásokra R – 40 típusú számítógépen került sor.

3. Számítási eredmények

A modell tesztelését budapesti adatok felhasználásával végeztük el. A számítási tartományt ekvidisztans ráccsal fedtük le. A domborzatot az adott rácsnégyzet átlagos tengerszint feletti magasságával adtuk meg. A számítási tartomány perspektivikus képét az *1. ábrán* 0,5×0,5 km-es rácsfelbontás alapján mutatjuk be. (Az ábra szerkesztéséhez *Koltai M.* által kidolgozott programot használtunk fel.)

A számítások során először a megfelelő peremfeltételeket választottuk ki, majd meghatároztuk a szükséges rácsfelbontást, végül pedig a különböző hegyprofilok feletti áramlási képeket vizsgáltuk.

Peremfeltételek vizsgálata. A feladathoz adekvát peremfeltételek meghatározása rendkívül fontos. A modellegyenlet levezetése során bemutatott négy határfeltétel közül elméleti megfontolások alapján nem lehetett az adott helyzetnek leginkább megfelelő feltételt kiválasztani. Ezért az egyes peremfeltételekkel

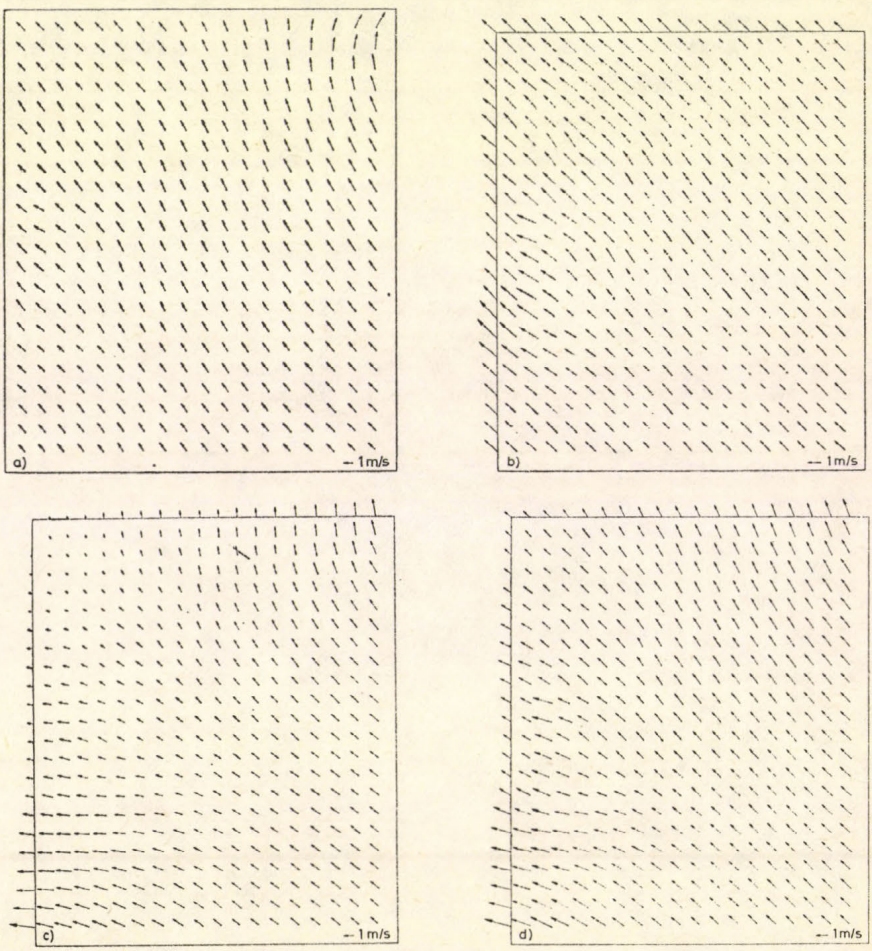


1. ábra: A vizsgált terület perspektivikus képe 0,5×0,5 km-es rácshálózat mellett délkeleti irányból (A jobb oldalon feltüntetett számok a megfelelő vertikális metszetek azonosítására szolgálnak.)

külön-külön számításokat végeztünk. Számításaink közül példaként a H = 550 m vastagságú keveredési rétegre, DK irányú 1 m/s-os geosztrofikus szél feltételezésével nyert átlagáramlási mezőket mutatjuk be a *2/a., b., c.* és *d.* ábrákon.

A 2/a. ábrán látható mező kiszámításakor a (16) egyenlettel megadott peremfeltételt alkalmaztuk. Az áramlási mező ÉK-i szektorában fellépő DNy irányú szelek, valamint a budaörsi „csatorna hatás" elmaradása, arra utalnak, hogy az alkalmazott peremfeltétel nem adekvát. A sikertelen kísérletet magyarázhatjuk azzal, hogy a peremfeltételben megfogalmazott követelmény nem teljesül a számítási mező peremén (a jelzett integrálást a határokon végrehajtva nem zérus eredményt kapunk).

A 2/b. ábrán a (18) peremfeltétellel számított átlagáramlási mezőt mutatjuk be. Az áramlási képpel kapcsolatban három észrevétel tehető. Sem a budaörsi völgyben, sem a Duna északi völgyében nem alakul ki a csatornahatásra jellemző áramlási kép, végül pedig a budai hegyek mögött nem alakul ki „szélárnyékos"



2. ábra: Az átlagsebesség mező DK irányú, 1 m/s sebességű geosztrofikus szél esetén, különböző egyenletekkel definált peremfeltétel esetén (*a:* (16); *b:* (18); *c:* (18a); *d:* (18b) egyenlettel számítva)

terület (azaz érdemi sebesség csökkenés). Így ezt a peremfeltételt, mely szerint a határon a kiáramlás iránya megegyezik a geosztrofikus szél irányával, a jelen helyzetben el kell vetnünk.

A 2/c. ábrát tanulmányozva, ahol a (18a) egyenlettel meghatározott határfeltételt alkalmaztuk, már nem tapasztaljuk az előzőkben felsorolt hiányosságokat. Ugyanakkor a hegy mögött irreális mértékben csökkent az áramlási sebesség. Ezért – megítélésünk szerint – ez a peremfeltétel sem alkalmazható az adott feladat esetében.

Számításaink alapján a valós helyzetnek leginkább megfelelő áramlási képet a (18b) feltétel alkalmazásával kaptuk (2/d. ábra). Itt az első három esetben felsorolt hiányosságok már nem lépnek fel. Mind az elvárt csatornahatások, mind a hegy mögötti szélsebesség csökkenés, illetve a hegy körüláramlása bekövetkezik. Az áramlási kép egybeesik a tapasztalatokkal, ezért a későbbi számításokban is ezt a peremfeltételt alkalmaztuk.

Horizontális felbontás. A városi légszennyeződés jellegének, a források struktúrájának és a rendelkezésre álló mérési adatoknak megfelelően a rácsfelbontás alsó határát 0,5 km-ben célszerű megadni. Ugyanakkor légszennyeződési szempontból még kellően pontos eredmények nyerhetők az 1 km-es felbontás esetén is. A számítógépes kapacitás-igény szempontjából azonban nem közömbös, hogy melyik felbontást használjuk. A két változat kapacitás igénye egy konkrét esetben, R – 40 típusú számítógépen a következő:

Az áramlásfüggvény meghatározása

rácsállandó (km)	rácspontok száma	gépidő CPU (S)	memória (Kbyte)	
			belső	külső
1×1	480	2 3,7	196	156
0,5×0,5	1920	29 40	396	1004

Az átlagáramlás kiszámítása

rácsállandó (km)	CPU (S)	memória (Kbyte)
1×1	20	204
0,5×0,5	53,7	240

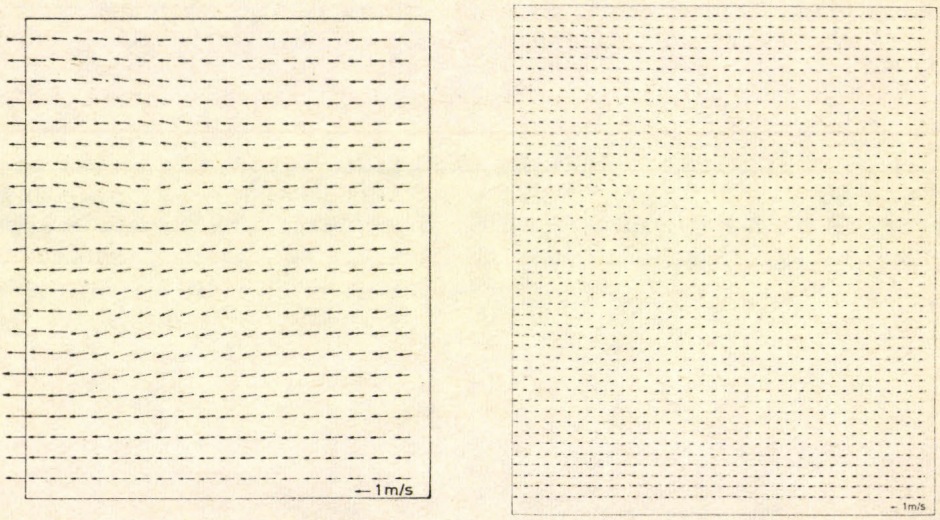
A lokális sebesség meghatározása

rácsállandó km	CPU (S)	memória (Kbyte)
1×1	10,6	172
0,5×0,5	17,2	210

A bemutatott adatok alapján egyértelmű, hogy az 1 km-es felbontással végzett számítások számítástechnikai igénye közepesnek mondható, azaz a kidol-

gozott modell a fenti feltételek mellett teljesíti a modellalkotás legfontosabb követelményét, a közepes számítástechnikai igényt. Látható ugyanakkor, hogy a 0,5 km-es felbontás esetén ez az igény közel egy nagyságrenddel növekszik. Ezért az alkalmazhatóság szempontjából fontos eldöntendő kérdés, hogy az 1 km-es felbontáskor az áramlási mező kielégítő pontosságú-e, illetve olyan eltérések mutatkoznak-e, amelyek feltétlen szükségessé teszik a sűrűbb rácshálózat alkalmazását.

Számításainkból egyértelműen következik, hogy a rácshálózat fenti mértékű ritkítása a szélmezőben csak minimális eltérést eredményez. A vizsgálatot két



3. ábra: Az átlagos szélsebességmező keleti irányú, 1 m/s sebességű geosztrofikus szél esetén, 1 km-es (baloldalon) és 0,5 km-es (jobbra) rácsállandó mellett

lépésben hajtottuk végre. Az első fázisban az átlagáramlás mezejét vizsgáltuk, a második lépésben pedig a sebességi mezőt – eltérő domborzati profilok mellett – más-más vertikális metszetben.

A bemutatásra kerülő számításokat 1 m/s K-i irányú geosztrofikus szél és H = 550 m keveredési rétegvastagság feltételezése mellett hajtottuk végre. A K-i irányú áramlás szimulálása mellett meteorológiai és számítástechnikai érvek szóltak.

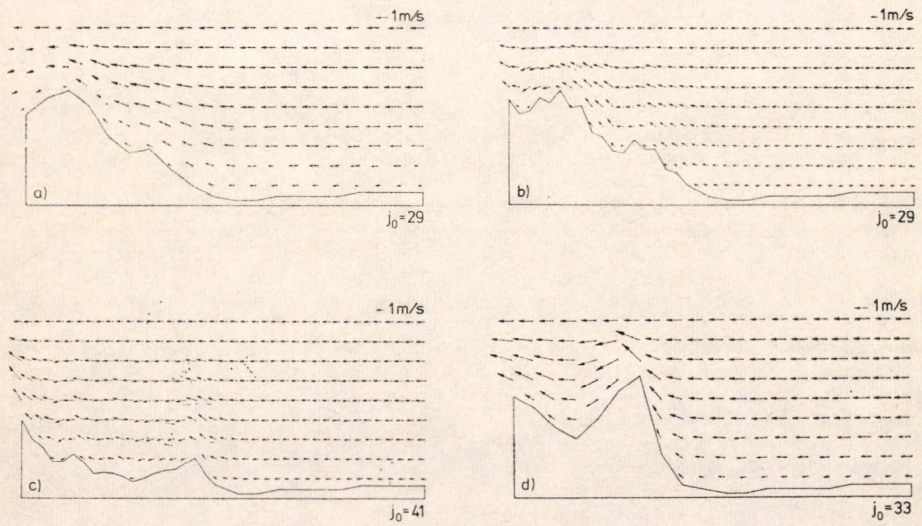
A *3. ábra* baloldalán az 1, jobboldalán pedig a 0,5 km-es felbontással számított átlagsebesség mezőket adtuk meg. Mint az ábrán is látható, a két mező lényegében megegyező. A számított értékekben is minimális az eltérés (abszolút értékben kisebb, mint 17%, irányban pedig kisebb, mint 13 fok.)

Az átlagsebesség mező általános jellemzője az, hogy a K-i iránytól és az 1 m/s sebességtől csak a magasabb hegyek környékén tér el jelentősen. A 0,5 km-es felbontás esetén az iránybeli eltérés az alapállapottól maximálisan 24 fok, a sebesség-eltérés maximuma pedig 99%. Természetesen az átlagsebességben csak gyengén tükröződik a szél tényleges változása (a vertikális integrálás miatt). A szélmezőben fellépő valóságos változást tehát az egyes rácspontokra kiszámított sebességvektorokon lehet lemérni. Ezért a második lépésben a konkrét sebességi mezőt vizsgáltuk.

Az azonos feltételek esetén végrehajtott számításokat – célzatosan kiválasztott vertikális metszetben – az *4/a.* és *b. ábra* szemlélteti. (A metszetet úgy választottuk ki, hogy az jelentős méretű dombot foglaljon magába, és a domborzat a felbontás sűrítésekor módosuljon is.) A számítási eredményekben fellépő eltérések (a metszet síkjában vizsgálva) a következők:

– szélirányban a maximális eltérés 21 fok, az átlagos eltérés 5 fok.
– a szélsebességben a maximális eltérés 19%, az átlagos eltérés 4%.

Számításaink alapján kijelenthetjük, hogy a terjedés számításoknál megkívánt pontosságot nem veszélyezteti az, ha csak 1 km-es rácsfelbontást alkalmazunk.



4. ábra: Szélsebességmező a $j_0 = 29$ metszetben kelet–nyugat irányú, 1 m/s sebességű geosztrofikus szél és 1 km-es rácsállandó mellett (*a*) és 0,5 km-es rácsállandóval (*b*), $j_0 = 41$ (*c*) és 1 km-es rácsállandóval $j_0 = 33$ (*d*) esetén

Az áramlási kép és a hegyprofil kapcsolata. Az áramlási modell verifikálása profilmérések hiányában gyakorlatilag kilátástalan vállalkozás. Ugyanakkor a modell viselkedését mégis legalább kvalitatív módon ellenőrizni próbáltuk. Azaz a legkülönbözőbb helyzetekben több vertikális metszetben vizsgáltuk az áramlási képet. A legfontosabbnak az eltérő hegyprofilok áramlásra gyakorolt hatásának elemzését tartottuk. Tehát megvizsgáltuk, hogy hogyan alakul a számított mező, erősen tagolt, meredek hegyek felett (*4/c. ábra*), a viszonylag alacsony dombok felett (*4/d. ábra*), illetve egy „átlagos" hegy esetén (*4/b. ábra*). Mindegyik esetben egyértelmű, hogy a hegyek előtt – a meredekségtől függően – feláramlási zónák, illetve a hegyek mögött leáramlási területek alakulnak ki. A mérési és észlelési tapasztalatokhoz hasonlóan megtalálhatók a hegyek között és a hegyek mögött a „szélárnyékos" zónák is. Sőt mint érdekes jelenség megemlíthető, hogy a *4/a.* ábrán hullámok is fellépnek. E hullámok oka nem az áramlás irányát keresztező hegygerinc, azaz nem lee-hullámokról van szó, hanem a hullámok a metszet síkjától jobbra és balra elhelyezkedő hegyek hatására alakulnak ki.

Összefoglalva megállapítható, hogy az áramlási mezők a tapasztalattal egyező képet mutatnak.

4. Következtetések

A bemutatott áramlási modell segítségével a városi légszennyeződés kialakulásában különös jelentőségű gyenge légáramlások modellezhetők. A modell segítségével az inhomogén felszín feletti áramlások háromdimenziós mezeje állítható elő.

A számítások a matematikai eljárás stabilitásának és az alkalmazott rácsfelbontásnak köszönhetően viszonylag nem jelentős számítástechnikai kapacitást kötnek. A fenti tulajdonságok lehetővé teszik a légszennyezőanyagok átalakulását is magába foglaló transzport-modell létrehozását, melyet a dolgozat II. részében ismertetünk.

IRODALOM

Alaka, M. A. (ed.), 1960: The airflow over mountains. *WMO Technical Note* No. *34.*

Atkinson, B. W., 1981: *Meso-scale atmospheric circulations.* Academic Press, London.

Berljand, M. E., 1981: *Moderne Probleme der atmosphärischen Diffusion und Verschmutzung der Atmosphäre.* Akademie-Verlag, Berlin.

Carpenter, K. M., 1979: An experimental forecast using a non-hydrostatic mesoscale model. *Q. J. Roy. Met. Soc. 105*, 629–655.

Hanna, S. R., 1982: Review of atmospheric diffusion models for regulatory applications. *Technical Note No. 177.*

Klemp, J. B. and *Lilly, D. K.*, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atm. Sci. 32*, 320–339.

Koppert, H. J., 1980: Trajektorienberechnung in gebirgigem Gelände bei Inversionswetterlagen. *Annalen der Met. 16*, 134–136.

Mahrer, Y. and *Pielke, R. A.*, 1976: The numerical simulation of the airflow over Barbados. *Monthly Weth. Rev. 104*, 1392–1402.

Mahrer, Y., Segal, M. and *Pielke, R. A.*, 1985: Mesoscale modelling of wind energy over non-homogeneous terrain. *Boundary-Layer Met. 31*, 13–23.

Molnárka Gy., Farzan, R. és *Stoyan, G.*, 1987: *Numerikus módszerek és alkalmazásai.* Műszaki Könyvkiadó, Budapest (megjelenés alatt).

Nicholls, J. M., 1973: The airflow over mountains. Research 1958–1972. *WMO Technical Note* No. *127.*

Pielke, A. R., McNider, R. T., Segal, M. and *Mahrer, Y.*, 1983: The use of a mesoscale numerical model for evaluation of polutant transport and diffusion in coastal regions and over irregular terrain. *Bull. Amer. Met. Soc. 64*, 243–249.

Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale meteorological modelling.* Academic Press London, New York.

Samarskij, A. A., 1984: *Theorie der Differenzenverfahren.* Tauber, Leipzig.

Segal, M., Mahrer, Y. and *Pielke, R. A.*, 1982a: Numerical study of wind energy characteristics over heterogeneous terrain – Central Israel case study. *Boundary-Layer Met. 22*, 373–392.

Segal, M., McNider, R. T., Pielke, R. A. and *McDougal, D. S.* 1982b: A numerical model study of the regional air pollution meteorology of the Greater Chesapeake Bay area. *Atm. Env. 16*, 1381–1397.

Stoyan, G. 1984: Explicit error estimates for difference schemes solving the stationary constant coefficient diffusion-convection-reaction equation. *ZAMM 64*, 173–191.

Stoyan, G., Müller, W. and *Baumert, H.* 1986: Numerische Simulation von wind - und durchflussinduzierten Strömungen in Flachgewässern auf der Basis des Ekman Modells. *Acta Hydrophysica 30*, 51–67.

Stoyan, G., 1986: Programcsomag szabadfelszínű áramlások és szennyezőanyag transzport számítására. *Hidrológiai Közlöny* (megjelenés alatt).

Wallbaum, F., 1980: Numerische Simulation lokaler Windsysteme in Bereich eines Alpentales. *Annalen der Met. 16*, 112–115.

Vergeiner, I., 1976: Föhn- und Leewellenströmung in einem dreidimensionalen numerischen Modell. *Ber. nat.-med. Ver., Innsbruck. 63*, 11–56.

Wippermann, F., 1973: *The planetary boundary-layer of the atmosphere.* Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91. évf. 6. szám, 1987. november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 6. Nov–Dec 1987, Budapest

A napsugárzás alakulása a Balaton környezetében 1951—1980 között

DÁVID ARANKA és KOZMA FERENC, *Központi Meteorológiai Intézet, H—1525 Budapest, Pf. 38.*

Temporal distribution of the solar radiation in Lake Balaton region for the period of 1951 – 1980. The lecture deals with energy processes in Balaton region and in its immediate neighbourhood for the period of 1951 – 1980. The physical, biological and chemical composition of the lake and the coastal zone changed considerably in this period. Built-in part of the coastal zone in comparison to earlier condition has increased in the last decade. This transformation altering albedo and absorbed radiation caused the change of radiation balance. The transformation of the radiation balance altered heat balance of the lake which has an effect on lake ecosystem. A well-considered human activity is necessary in the future to protect this very important resort of Hungary.

*

A napsugárzás alakulása a Balaton környezetében 1951 – 1980 között. A szerzők a Balaton és közvetlen környezetében lejátszódó energiafolyamatokat ismertetik az 1951 – 1980 közötti időszakban. Ennek a periódusnak a folyamán ugyanis jelentős változások következtek be a tó fizikai – kémiai – biológiai összetételében, valamint a parti sáv tagozódásában. Ezenfelül az utóbbi évtizedben jelentősen megnőtt a parti sáv beépítettsége is. Mindez a sugárzás-forgalom megváltozását eredményezte. Következésképpen a tó hőháztartási rendszere is eltolódott, ez pedig visszahat az ökoszisztémára. A jövőben tehát körültekintő, környezetkímélőbb emberi tevékenységre van szükség e nagyon is jelentős üdülőkörzetünkben.

*

A szárazföldön, a vízben és a légkörben lejátszódó fizikai, kémiai és biológiai folyamatok legfőbb energiaforrása a felszínre érkező napsugárzás. Ezért rendkívül fontos azoknak az energiafolyamatoknak a tanulmányozása, amelyek megszabják és irányítják a tó víztömege, a fölötte levő légtér, valamint a környező szárazföld fizikai állapotának változását, illetve kölcsönhatását.

A Balaton térségét – sokévi adatok alapján – Magyarország napfényben gazdagabb tájai közé sorolják, főként a nyári hónapokban. A nyári félév 1516 órás *napfénytartama* csak kevéssel marad el az ország napfényben leggazdagabb Duna-Tisza közi tájaitól. A területi eloszlást tekintve a tó térségében télen a különbségek jelentéktelenek, ám tavasztól őszig Siófok környéke már valamivel több napsütést élvez, mint Keszthely.

A napfénytartamból számított *besugárzás* törzsértékei természetesen hasonló eloszlást mutatnak. Ám az időközben összegyűlt regisztrált adatsorokban az eltérések nem mindig egyirányúak. Ennek oka feltételezésünk szerint az, hogy a siófoki obszervatórium tó fölött elhelyezett mérőműszeréhez derült időjárás esetén a tó fölötti párásabb levegőn keresztül érkeznek a napsugarak, ezért nagyobb elnyelődést szenvednek, mint Keszthelyen, ahol a műszer a tótól mintegy

400 – 500 m-re nyert elhelyezést. Mint tudjuk, a Balaton légnedvességre gyakorolt hatása a legtöbb időjárási helyzetben csupán a közvetlen környezetére korlátozódik, a parttól távolodva rohamosan csökken.

Mindenesetre úgy tűnik, hogy Keszthelyen derült napokon a besugárzás intenzitásának e csekély többlete némiképpen pótolja a siófokinál nagyobbfokú borultság miatti sugárzáscsökkenést. Minthogy azonban Keszthely és Siófok globálsugárzásában mutatkozó 4% körüli eltérés a sugárzásmérések hibahatárán belül van, nem követünk el nagy hibát, ha a tó északi és déli medencéjére érkező besugárzást közel azonosnak tekintjük, és a továbbiakban a Balatonra és közvetlen környezetére érkező globálsugárzás területi átlagát Keszthely és Siófok besugárzásának számtani közepeként adjuk meg *(I. táblázat)*.

I. TÁBLÁZAT

A globálsugárzás havonkénti területi átlaga a Balatonon és környékén, MJ · m^{-2}

Időszak	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.	Év
1951 – 1980	113	174	337	433	580	634	648	556	392	255	119	83	4324
1931 – 1960	105	230	348	456	595	649	670	586	406	268	126	83	4522
1971 – 1974	100	163	327	427	607	611	632	574	402	260	151	96	4350

A táblázat első sora az általunk 1951 – 1980 időszak adataiból számított globálsugárzás területi átlaga havonkénti bontásban. A napfénytartamból számított 1931 – 1960-as átlagok évi összegben 200 MJ-lal magasabbak az 1951 – 1980-as átlagoknál. A táblázat utolsó sorában az 1971 – 1974-ben végzett komplex sugárzás- és hőháztartás-vizsgálatok eredményét mutatjuk be. A kapott értékek a hosszú sorozathoz (1951 – 1980) közelebb állnak, mint a napfénytartamból számítotthoz.

A felszínre érkező sugárzás egy része visszaverődik. A visszavert- és a globálsugárzás hányadosa az *albedó*, amelynek nagysága a besugárzás intenzitásán és a napmagasságon kívül erősen függ a felszín anyagi összetételétől. Az 1958 és 1963 között végzett kutatások során a tó vizének albedóját kielégítő pontossággal meghatároztuk: magas napálláskor derült időben a víz albedója 6 – 7%, ám 10 fokos napmagasság idején már 16 – 17%. Teljesen borult napokon a szórt sugárzásból a víz felszíne 8 – 9%-ot ver vissza. Tulajdonképpen a napmagasság évi változásának hatása nyilvánul meg az albedó évi menetében, amit a tó jéggel vagy hóval borított volta még tovább módosít.

II. TÁBLÁZAT

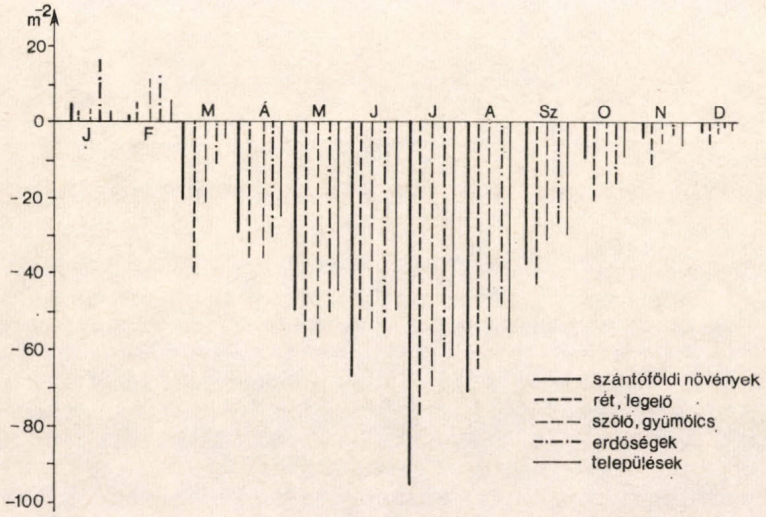
Különféle felszínek albedója, %-ban

Július		Január	
Beérett gabona	25	Friss hó, sík területen	75
Kukoricaföldek	22	Régi hó, sík területen	55
Rétek, legelők	20	Jégborítás a vízfelszínen	35
Szőlők, gyümölcsösök	19	Erdő, összefüggő hótakaróval	28
Erdőségek	17	Erdő, hófoltokkal	22
Száraz barna erdőtalaj	14	Rét, legelő hó nélkül	19
Vízfelszín	8	Vízfelszín, jég nélkül	13
		Lombtalan erő, hó nélkül	11
		Nedves, szántott barna erdőtalaj	10

Lényegesen kevesebb adatunk van a tó változatos szárazföldi környezetének albedójáról, ezért jelen számításainkhoz felhasználtuk az ország különböző részein, különféle felszínek felett folytatott mérések eredményeit is.

A mezőgazdasági területek albedóit az egyes szántóföldi növények albedóinak növényfajták aránya szerint súlyozott értékeiből állitottuk elő. Különválasztottuk a szőlőkultúrák és gyümölcsösök, az erdőségek, a rétek és legelők albedóját, s végül a téli hónapokban figyelembe vettük a jég- és hóborítottság mértékét is.

Különböző felszínek visszaverőképességét összehasonlítva *(II. táblázat)* azt tapasztaljuk, hogy nyáron mindig a vízfelszín albedója a legalacsonyabb, majd sorrendben a Keszthely környéki barna erdőtalaj, az erdőségek, szőlők, gyümöl-



1. ábra: Különböző felszínek által havonként elnyelt sugárzás a vízfelszínéhez képest

csösök aktív felszíne következik. Fokozatosan nő az albedó a rétek, legelők és különböző mezőgazdasági növények esetében. A példaként kiválasztott felszínfajták közül a beérett gabonatábla 25%-os albedója arra vall, hogy a növények fejlődésük különböző szakaszaiban is eltérő mértékben verik vissza a felszínükre érkező sugárzást.

A téli hónapokban az albedó terén sokkal nagyobbak az eltérések. Ekkor a nedves, szántott barna erdőtalajok, a lombtalan hó nélküli erdőségek és a jégmentes víz egymáshoz igen közeli, 11—13%-os értékekkel a legkisebb visszaverőképességű felszíneket képviselik. Ha azonban valamelyik területen hó, hófolt, vagy jégbevonat keletkezik, ugrásszerűen megnő az albedó. A tavat borító — legalább 10 cm-es — jégréteg visszaverőképessége már 35% körüli, sőt ha a jeget, a réteket, mezőgazdasági területeket friss hó borítja, 70—75%-os is lehet a reflexió.

Külön gondot okozott a települések albedóinak meghatározása. Itt csupán irodalmi adatokra támaszkodhattunk. A Balaton környéki települések jobbára kertvárosi jellege miatt a fás-ligetes területek és a városi albedó 2:1 arányú súlyozását tartottuk a legmegfelelőbbnek.

A globálsugárzás és az albedó ismeretében kiszámítható a különböző felszínek *rövidhullámú egyenlege*, vagyis az az energiamennyiség, amelyet az aktív felszín elnyel. Az elnyelt energiamennyiség a felszín és a mélyebb rétegek felmelegítésére fordítódik. Legkisebb albedója miatt a vízfelszín nyeli el a legtöbb sugárzást, ezért a különböző felszínek által elnyelt rövidhullámú sugárzást a vízfelszínhez viszonyítottuk. Az eltéréseket az *1. ábrán* mutatjuk be. Januárban és februárban, amikor a Balatont túlnyomórészt jég borítja, 10—15 MJ-lal több sugárzást nyel el a környező szárazföld, mint a tó. Ám amikor a jég elolvadt, az összes többi hónapban az elnyelt sugárzás a szárazföldi felszíneken mindig kisebb, mint a vízfelszínen, az eltérés a maximumát június—augusztus között éri el, a szántóföldeken a mezőgazdasági növények érése, sárgulása idején. Ősz felé haladva a szárazföld sugárzáselnyelése továbbra is kisebb, mint a vízé, de az eltérések csökkennek.

III. TÁBLÁZAT

Az elnyelt sugárzás évi összege különböző felszíneken
$MJ \cdot m^{-2}$

Vízfelszín	4080	Gyümölcsös, szőlő	3700
Települések	3820	Mezőgazdasági ter.	3600
Erdőségek	3790	Rét, legelő	3550

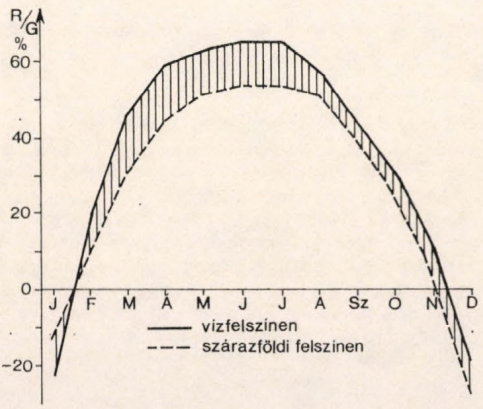
A Balatonon és környezetében elnyelt sugárzás évi összegének a változatos voltát *III. táblázat*unkban mutatjuk be. Az itt közölt adatok szerint a tó vízfelszíne a m^2-enként évente átlagosan 4080 MJ energiát elnyelt sugárzásbevételével messze felülmúlja valamennyi szárazföldi felszínt. A rétek, legelők növényzettel egyenletesen borított felszíne 15%-kal kevesebb energiát nyel el évente a víznél. Ugyanakkor a települések jól tagolt felszíne lényegesen több sugárzási energia elnyelésére képes: csupán 7%-kal kevesebb a vízénél. Ez az energiatöbblet a települések fokozottabb fölmelegedését eredményezi.

Az elnyelt sugárzás a teljes sugárzási egyenleg alapvetően meghatározó tagja, ebből azonban bizonyos hányad veszendőbe megy hosszúhullámú hőkisugárzás formájában. A hosszúhullámú kisugárzás meghatározása történhet mérés útján, vagy számítással, de ez utóbbihoz az aktív felszín hőmérsékletének pontos ismerete szükséges. A távérzékelésre, műholdas mérésekre vár az a feladat, hogy nagykiterjedésű felszínek hőmérsékletét kellő pontossággal mérjék. Az itt elmondottakhoz csupán olyan felszínfajták sugárzásegyenlegének kiszámítására szorítkoztunk, amelyen méréseink voltak.

Különböző felszíneken a globálsugárzásból megmaradó energiát úgy hasonlíthatjuk össze a legkönnyebben, ha a teljes *sugárzási egyenleget* a globálsugárzás százalékában fejezzük ki. A sugárzásegyenleg és a globálsugárzás hányadosa ugyanis az adott felszínre jellemző érték, és határozott évi menete van. A *2. ábrán* a szaggatott görbe a szárazföldi felszínek átlagos egyenleg: globál (R/G) arányát jelenti, a folytonos görbe pedig a vízét. Az ábra szerint a Balaton víztömege a beérkező sugárzási energiából január kivételével mindig több energiát hasznosít, mint a szárazföld. Télen a százalékok nagy negatív értéke azt jelenti, hogy a kisugárzott energia felülmúlja a beérkező sugárzás mennyiségét. Ezekben a hónapokban a kisugárzáshoz szükséges hőmennyiség a mélyebb víz-, illetve talajrétegekből, vagy advekció útján pótlódik.

A Balaton és környezete sugárzásléghajlatát sugárzásegyenlegének alakulása szabja meg. A sugárzási egyenleget pedig az elnyelt sugárzás mennyiségén ke-

resztül döntő módon meghatározza a globálsugárzás és a felszín albedója. A tó vízének albedóját egyrészt az 1958—1963-as terepklimatológiai mérések, másrészt az 1971—1974-es sugárzás- és hőháztartásmérések és kutatások során nyertük, tehát nagyrészt abból az időszakból származnak, amikor a tó ökológiai rendszerét még számottevően nem zavarta meg az emberi tevékenység. Az elmúlt 10 esztendőben a Balatonon és környezetében csupán más célok érdekében végzett rész-kutatások folytak, újabb, átfogó terepklimatológiai feltárás, sugárzás- és hőháztartásmérés nem történt. Pedig éppen az utóbbi évtizedben sajnálatos változások következtek be a parti sávban és a tó fizikai-, kémiai-, biológiai összetételében: Megnőtt a parti sáv beépítettsége, szemben a korábbi állapottal, amikor még a vízpart igen nagy részét növénytakaró borította; a növényzet által elnyelt sugárzás pedig — amint láttuk — kisebb, mint a beépített területeké. Nőtt tehát a parti sáv felmelegedése.



2. ábra: A globálsugárzásból megmaradó energia, %

A tó vízében bekövetkező változások (amelyek nem kis részben a mezőgazdasági kemizálásra vezethetők vissza) megváltoztatták a víz színét, a víz átlátszóságát, megnövekedett a hinárral, moszattal benőtt terület, mindez pedig — éppen az elnyelt sugárzás csökkenésén keresztül — a sugárzásforgalom megváltozásához vezet. A sugárzási mérleg értékeinek eltolódása viszont a tó hőháztartási rendszerének megváltozását vonja maga után, ami azután ismét visszahat az ökoszisztémára. Az elmondottakból az következik, hogy a korábbi éghajlati sajátosságok, a tó és környezetének kölcsönhatása is bizonyos mértékben változást szenved napjainkban a Balaton térségében felgyorsult emberi tevékenység eredményeként. Nem lenne érdektelen ennek a folyamatnak és hatásainak számszerű tisztázása egy újabb komplex terepklimatológiai felmérés alapján.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 91, évf. 6. szám, 1987, november – december
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 91, No 6. Nov–Dec 1987, Budapest

Az éghajlati zaj, mint az átkaroló középértékek minimális maradéka

MIKA JÁNOS, *Központi Légkörfizikai Intézet, H–1675 Pf. 39 és*
BONCZ JÓZSEF, *Központi Előrejelző Intézet, H–1675 Pf. 32*

Climatic noise: the minimum remainder of enveloping averages. Interpreting the climate as an one-point function of time the slow climate changes and climatic noise are being separated. Smoothing is designed with optimum enveloping averages minimizing the climatic noise in mean quadratic understanding for longer (100 years in our calculations), nearly homogenous periods. Analyzing some properties of this separation for 200 years long time series of temperature in Budapest and continental Northern Hemisphere the following can be established: 1. The optimum averaging period, the climatic noise as the remainder and its value compared to more traditional ways of noise interpretation is strongly dependent on the series itself. There is a considerable decrease in time series of the Northern Hemisphere (to 57 and 54 percents), while in the series of Budapest the decrease is only about 10%. 2. The proportion of signal of the linear trend and of noise is over 2 which means more than a 98% level of significance for the Northern Hemisphere. Proportions for Budapest are not so high. 3. Climatic noise exhibits almost no autocorrelation in both time series. 4. Statistical independence of the climatic noise and the optimum enveloping averages is not fulfilled. The linear trend of the original process and also the enveloping average itself in a later extent as regression variables explain a significant part of the noise. At the same time monthly averages in Budapest are basically independent of this two characteristics.

*

Az éghajlati zaj, mint az átkaroló középértékek minimális maradéka. Az éghajlatnak az idő pontszerű függvényeként való értelmezésével szétválasztjuk a lassú klímaváltozást és az éghajlati zajt. A simítást olyan optimális átkaroló közepeléssel végezzük, amely egy hosszabb (számításainkban 100 éves) közel egynemű időszakra átlagos négyzetes értelemben minimalizálja az éghajlati zajt. E szétválasztás tulajdonságait Budapest, illetve az Északi félgömb kontinenseinek 200 éves hőmérsékleti idősorain elemezve a következő főbb megállapításokat tettük: 1. Az optimális átlagolási hossz, a visszamaradó éghajlati zaj és ennek nagyság szerinti viszonya a zaj hagyományosabb kiszámítási módjaihoz erősen függ a vizsgált adatsortól. Számottevő a csökkenés (57%-ra, illetve 54%-ra) az Északi félgömb adatsorából, míg a budapesti idősorokban csupán 10% körüli. 2. A 100 – 100 éves lineáris trendek jelének és az éghajlati zajnak a hányadosa az Északi félgömbön jóval meghaladja a 98%-os szignifikanciát biztosító 2-es értéket, míg a budapesti hányadosok ezt nem érik el. 3. Az éghajlati zaj mindkét idősorban lényegében autokorreláció-mentes. 4. Az éghajlati zaj és az átkaroló közepek statisztikai függetlensége az évi átlagokra nem teljesül. Az eredeti folyamat lineáris trendje, illetve kisebb mértékben a mozgó átlag, mint regressziós változók a maradék varianciájának szignifikáns részét magyarázzák. A budapesti havi átlagok ugyanakkor lényegében függetlenek e két jellemzőtől.

*

Bevezetés. A gyakorlatban – ideértve a tudományos kutatás gyakorlatát is – a változó éghajlatot mindig valamilyen véges intervallumon értelmezzük, amely elegendően hosszú ahhoz, hogy a paraméterek – elsősorban a várható értékek – már megbízhatóan becsülhetők legyenek, de nem annyira hosszú, hogy egymástól

lényegesen eltérő klímákat mosson össze. E követelményeket a normatív 30 év nagyjából kielégíti, mivel a meteorológiai elemek eddig ismert általánosított időspektrumában (pl. *Mitchell*, 1976) a néhány évtizedes periódusidők lokális minimumot képviselnek, vagyis e tartományon belül csekély az éghajlat változékonysága.

Az éghajlat intervallum-függvényként való értelmezése amellett, hogy megfelel az „átlagos időjárás + lehetséges szélsőségek" eredeti értelmezésnek (pl. *Dobosi* és *Felméry*, 1974) és a gyakorlati kiszámíthatóság követelményének, két elvi-módszertani problémát hordoz. Az egyik az, hogy a statisztikai paramétereknek csak akkor van az intervallum egyes éveire is vonatkoztatható jelentősége, ha feltételezzük az intervallumban a (minta által reprezentált) sztochasztikus folyamat (vagyis a klíma) állandóságát az intervallumon belül. Ugyanezt a kívánalmat *Leith* (1975) úgy fogalmazza meg, hogy a légkör a külső tényezőkkel statisztikai egyensúlyban legyen. Vannak időszakok, amikor a klíma 30 év alatt a tapasztalat szerint akár egy földrajzi pontban, de még inkább területi átlagban jelentősen módosul, illetve modell-kísérletek alapján valószínűsíthető, hogy a mély-óceán több évtizedes termikus késleltető hatása miatt (*Hoffert* et. al., 1980) a légkör szinte soha nincs – akár csak statisztikai jellemzőinek elfogadható állandósága szerint – egyensúlyban a külső tényezőkkel. A másik probléma az, hogy a magasabb statisztikai momentumok megbízható becsléséhez általában hosszabb idő kell, mint a várható érték esetében, kivált, ha a szabad (pl. oszcillációs, vagy lokálisan a cirkulációs eredetű), illetve a kényszerített (pl. vulkáni) változékonyság (*Lorenz*, 1979) egyidejűleg van jelen. Ezen elvi-módszertani problémák mellett további nehézség, hogy az intervallumhoz kötődő éghajlat esetében nincs mód az ezen belüli klímaváltozás regisztrálására, illetve, hogy a szórás, mint a változékonyság jellemzője, összemossa a sztochasztikus folyamat várható értékének az intervallumon belüli lassú változását a tényleges zaj-jellegű ingadozással. Ez utóbbi hátrányok néhány tudományos probléma összefüggésében különösen szembetűnővé váltak.

A pontszerűen definiált változó klíma kvantitatív jellemzésének szükségessége először is az időfüggő, tehát az elsőfajú prognózisok megjelenítésére legalább potenciálisan alkalmas, éghajlati módellek verifikálásával kapcsolatban fogalmazódik meg. E modellek ugyanis az éghajlati zaj fizikai megjelenítésére nem, vagy csak részben, a kényszerített változékonyságon (vulkánosság stb.) keresztül képesek. Fontos lenne annak az ismerete, hogy a tényleges változások lassú komponensét milyen pontossággal adják vissza abban az esetben, ha csak a hosszú karakterisztikus idejű gerjesztéseket tartalmazzák.

E feladat szimmetrikus párja, az éghajlati anomáliák – hagyományosabb fogalmaink szerint a havi és évszakos időjárás – prognózisa, ami éppen az éghajlati zaj aktuális értékének konkrét időpontbeli megjelenítése. Itt azt kellene tudni, hogy a prognózissal nyert információ-többlet mekkora hányadát eredményezik a valóban ezt az időskálát jellemző prognosztikai kapcsolatok, illetve mekkora a lassú, megmaradási jellegű, vagy a prediktort és prediktandust egyszerre vezérlő klímaváltozások szerepe.

Visszatérve a klímaváltozásokhoz, azok pontszerű értelmezését és az éghajlati zaj ezáltal remélhető tisztább meghatározását további két probléma indokolja. Az egyik probléma, hogy a nagyszámú éghajlati modell (*Schlesinger*, 1984; *Mika*, 1985) eredményei nyomán felvetődik az antropogén tevékenység eddigi éghajlati következményének tapasztalati igazolása (más megfogalmazásban a hatás detektálása), ami mindenképpen szükséges ahhoz, hogy az antropogén

klímaváltozásokat a mai kutatási probléma helyett igazolt környeteti kockázatnak tekinthessük. A detektálás jellegzetes megközelítési módszere a híradástechnikából átvett jel/zaj arány vizsgálata. Ennek, a hagyományos Student-féle t-próba általánosításaként, két megfogalmazása fordult elő. Az egyik megközelítés szerint az idősor két tetszőleges időpontjából származó értékek különbségét, vagy valamilyen trend-függvény helyettesítési értékét tekinti jelnek, s e két időpontbeli különbség változékonyságát, vagy ami autokorreláció-mentes zaj esetén ezzel egyenértékű, az alap-adatok szórásának kétszeresét pedig zajnak. (*Hayashi*, 1982; *WMO*, 1982). A másik megközelítésben két időintervallum várható értékeinek eltérése a jel, s a számtani középnek a mintára jellemző hibaszórása a zaj (*Madden* és *Ramanathan*, 1980). E számítási eljárásokhoz általában csak az autokorreláció hiányának feltételezésével lehet elméleti szignifikancia-próbát alkalmazni, ami a hagyományos klímadefiníciók mellett a lassú folyamatok miatt általában nem teljesül (*Wigley* és *Jones*, 1981).

Végül, de nem utolsó sorban az éghajlat változékonyságát a változó éghajlat maradékaként előállítva könnyebben felfedezhető, ha az antropogén klímaváltozás a várható értékekben való megjelenést megelőzve először a magasabb momentumokban jelentkezik.

A dolgozat célkitűzése az éghajlat optimális pontszerű értelmezése és az így keletkező éghajlati zaj néhány tulajdonságának elemzése. Az első fejezetben bevezetjük az optimális átkaroló középérték-folyamatot, mint a hagyományos kvantitatív klímadefiníciók általánosítását Az éghajlati zajt minimalizáló mozgó átlag az intervallumban változatlan várható értéknek azt a tulajdonságát általánosítja, amely szerint a minta várható értéke az a szám, amely minimalizálja a minta-elemek és e szám átlagos négyzetes eltérését (pl. *Gulyás*, 1983). Az általánosított változat előnye, hogy megengedi a várható érték analógjának (ti. az átkaroló középértékeknek) időbeli változását. A második fejezetben Budapest havi és évi középhőmérsékletének, valamint az Északi-félgömb kontinentális átlaghőmérsékletének 200 évi idősoraiból származó éghajlati zaj néhány tulajdonságát vizsgáljuk. A diszkussziós zárófejezetben mégegyszer összefoglaljuk a pontszerű klímadefiníció előnyeit és hátrányait.

1. A klímaváltozás és az éghajlati zaj szétválasztása

Legyen egy tetszőleges térbeli pont, vagy tartomány tetszőleges meteorológiai elemének valamely t időpontban értelmezett (vagyis legalább egy hónapra átlagolt) értéke $A(t)$. A napi, illetve évi menet a szokásos additív szétválasztás (ti. periodikus és nem periodikus tagokra) helyett úgy vehető figyelembe, hogy a havi átlagolást csak a napi menet bizonyos $\overline{\varphi}_1$ szakaszán (pl. nappal vagy egy adott észlelési időpontban), illetve az évi menet $\overline{\varphi}_2$ szakaszán (pl. hónapjában) végezzük el. Ez a megoldás elejét veszi e két triviális, de mindenkor az éghajlat szerves jellemzőjének tekintett periódus hossza, illetve az éghajlati időskála 1 hónapos alsó határa viszonylatában kezdeményezhető polémiának (*Koppány*, 1986) és leegyszerűsíti a triviális periódusok amplitudójában és fázisában esetleg fellépő (*Boncz* és *Mika*, 1981) lassú változások kezelését azáltal, hogy ezeket a $\overline{\varphi}_1$ és $\overline{\varphi}_2$ függvényeként az $A(t)$-ban visszamaradó nem periódikus összetevőkbe olvasztja.

Keressük ezek után a periódusmentes $A(t)$ idősor felbontását $C(t)$ éghajlati és $F(t)$ fluktuációs tagokra

$$A(t) = C(t) + F(t) \tag{1}$$

alakban, ahol $t = t(\overline{\varphi}_1, \overline{\varphi}_2)$ értelmezése függ a napi és évi menet választott szakaszaitól. Minthogy a szétválasztást csak a meglevő $A(t)$ idősor alapján tehetjük meg, az $A(t)$ idősor matematikai szűrési feladatával állunk szemben. A matematikai statisztika meteorológiai alkalmazásában is sokféle eljárás ismeretes (pl. *Poljak*, 1979), melyek közül általában a feladat jelöli ki többé-kevésbé egyértelműen a legcélszerűbbet. Esetünkben a legegyszerűbb átkaroló közepeknél maradunk egyrészt az éghajlat hagyományos értelmezéséből kiindulva,másrészt azért is, mert a jel és a zaj szétválasztását nemigen szolgálná olyan eljárás, amely egy adott (pl. az intervallum középső-) évét nagyobb súllyal venné számításba a többihez képest.

1.1 Az éghajlat, mint intervallum-jellemző. E szűrés az adatokkal lefedett időszakon belül mozgó t végponttól visszafelé kijelölt intervallumokban a konvencionális számítási megoldásokból kiindulva a következő lépésekben értelmezhető:

1) a teljes minta felhasználása

$$C_t(\tau) = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^{t} A(i), \qquad \tau = 1, \ldots, \text{t év} \tag{2}$$

2) éghajlati normálértékek

$$C_{30}(\tau) = \frac{1}{30} \sum_{i=t-29}^{t} A(i), \qquad \tau = t-29, \ldots, \text{t év} \tag{3}$$

Látható, hogy e két definícióban C_t és C_{30} csak a határ-ponttól függ, az időszakon belül viszont állandó. A szórás, amely az idősor figyelembe vett elemeinek és az éghajlati átlag eltéréseinek a négyzetes átlaga, eszerint

$$S_t^2 = M[(A - C_t)^2], \tag{4}$$

illetve

$$S_{30}^2 = M[(A - C_{30})^2]. \tag{5}$$

E két hagyományos felbontás kedvezőtlen vonása, hogy csak t megváltozásával engedik C változását, az időszakon belül nem, továbbá az S_t és S_{30} nem csak az évközi változékonyságot, de a lassú klímaváltozást is magában foglalja.

1.2 Az éghajlat mint az idő pontszerű jellemzője. E két hátrány leküzdése érdekében térjünk át az éghajlat egyetlen időponthoz kötődő értelmezésére. Az 1. és 2. konvencionális megoldások lehetséges kiterjesztése az adatsor mozgó t végét követő első év rögzített szakaszára ($\overline{\varphi}_1$ és $\overline{\varphi}_2$ szerint):

1* $$C_t^*(t+1) = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^{t} A(i), \tag{6}$$

illetve

2* $$C_{30}^*(t+1) = \frac{1}{30} \sum_{i=t-29}^{t} A(i). \tag{7}$$

Az éghajlati zajt ez esetben nem a származtatási időszakra, hanem valamely – ennél hosszabb – olyan egynemű I periódusra célszerű értelmezni, melynek során a külső tényezők változása (esetleg állandósága) és változékonysága nagy-

jából állandó. Dolgozatunkban ilyennek tekintjük a közel exponenciális CO_2-dúsulás folytán az idő lineáris függvényével (*Augustson* és *Ramanathan*, 1977) gerjesztett 1881–1980, illetve az ettől mentes, lényegében csak természetes hatások által vezérelt 1781–1880 közötti száz-száz évet. Az éghajlati zaj ennek megfelelően

$$(S_t^*)^2 = M[(A(t+1) - C_t^*(t+1))^2] \qquad t+1 \in I \tag{8}$$

és

$$(S_{30}^*)^2 = M[(A(t+1) - C_{30}^*(t+1)^2]. \qquad t+1 \in I \tag{9}$$

Egy korábbi dolgozatunkban (*Mika* és *Boncz*, 1983) a 2* szétválasztás egy olyan

3* $$C_{\text{opt}}^*(t+1) = \frac{1}{n_{\text{opt}}} \sum_{i=t-n_{\text{opt}}+1}^{t} A(i) \tag{10}$$

általánosítását vizsgáltuk, amelyre

$$(S_{\text{opt}}^*)^2 = M[(A(t+1) - C_{\text{opt}}^*(t+1))^2] \qquad t+1 \in I \tag{11}$$

minimális az átlagolás n hosszának értékei közül a kérdéses I intervallumon.

Ez az eljárás ugyan minimalizálja, de meg nem szünteti azt a hátrányt, hogy a C tag bármely időpontban csak a megelőző időszak adataiból számítható, tehát a felhasznált információ súlypontja mindenképpen egy korábbi időpontra esik. Hogy e negatívumtól megszabaduljunk, módosítsuk a számítási algoritmust:

3) átkaroló középértékek:

$$C(t) = \frac{1}{2k+1} \sum_{i=t-k}^{t+k} A(i) \tag{12}$$

alakban, vagyis a klímaváltozást a t időpont körül szimmetrikusan elhelyezkedő $(2k+1$ év hosszúságú) intervallumból számoljuk. (Természetesen ez csak az idősor belsejében, vagyis a teljes adatsor hosszánál $2k$ évvel rövidebb tartományon végezhető el.) Az átlagolási hossz megválasztásánál definíció szerint azt követeljük meg, hogy az éghajlati zaj

$$S = M[(A(t) - C(t))^2] \qquad t \in I \tag{13}$$

minimális legyen, kizárva a triviális $k = 0$ esetet.

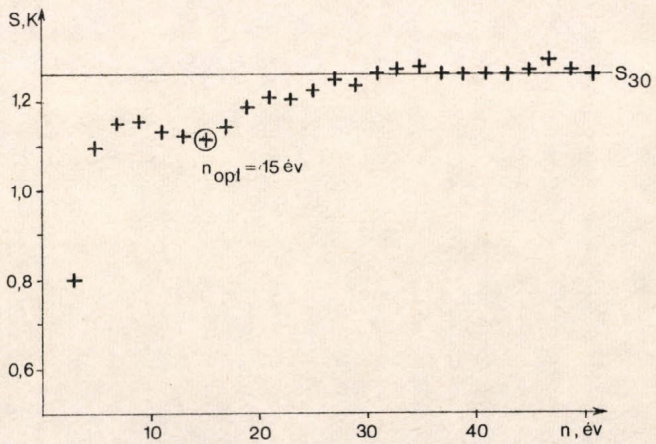
A fenti S_t, S_{30}, S_t^*, S_{30}^*, S_{opt}^* és a referencia S éghajlati zaj-értelmezések nagyságára vonatkozóan à p r i o r i alig fogalmazható meg valamilyen állítás, hiszen például S_{30} az átlagolási intervallum súlypont-eltérése ellenére nagyobb is lehet S_{30}^*-nál, illetve S is S_{opt}^*-nál, ha a kérdéses mintában erős $(3/4)\cdot(2k+1)$ év körüli periódusidejű hullámzás érvényesül. (S_{opt}^*, S_{30} és S_{30}^* összehasonlítását Budapest havi középhőmérsékleteire *Mika* és *Boncz* (1983) elvégezték.) A következőkben a fenti 3 definíció szerinti simításból következő

$$F(t) = A(t) - C(t) \tag{14}$$

évközi változékonyság tulajdonságainak elemzése során ilyen összehasonlításokra is kitérünk.

2. Az éghajlati zaj tulajdonságai

A (12) és (13) összefüggésekkel definiált éghajlati zaj tulajdonságai közül a más módon számított zajokhoz való nagyság szerinti viszonyt, a jel/zaj hányadosokat, a zaj autokorrelációját és az átkaroló közepektől való függetlenséget elemezzük. E tulajdonságokat Budapest kétszer 100 évi havi- és évi középhőmérsékletein, továbbá az Északi-félgömb kontinentális területeinek évi középhőmérsékleti során vizsgáltuk. Az Északi-félgömbi adatok a második században (1881 – 1980) az elérhető összes kontinentális állomás és néhány óceán feletti léghőmérsékleti mérőpont területi súlyozásával keletkeztek (*Jones* et al., 1982),



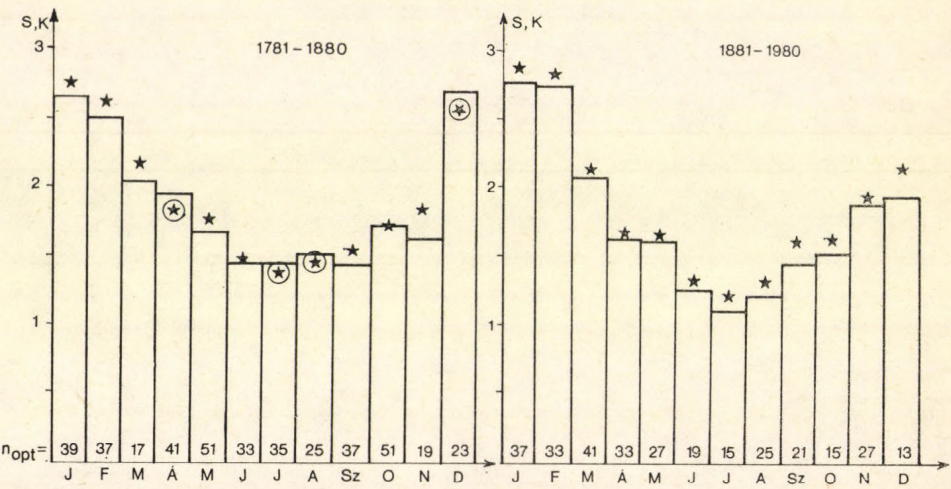
1. ábra. Példa az optimális átlagolási hossz, mint első lokális minimum megállapítására (Budapest, júliusok 1881 – 1980.)

míg az első század (1781 – 1880) adatai az időszakonként működő 5 – 10 állomás, ill, „proxy" rekonstrukció és a teljes fedettségű későbbi hemiszférikus átlagok kapcsolatai alapján multiregressziós technikával lettek előállítva és a megelőző századra rekonstruálva (*Groveman* és *Landsberg*, 1979).

2.1. Budapest havi középhőmérsékletei. A havi középhőmérséklet évközi változékonyságának elemzése előtt az *1. ábrán* bemutatjuk az optimális átlagolás-hossz meghatározásának módját. A tényleges adatsor és az átkaroló közép eltérésének az átlagolási hossz függvényében történő ábrázolása egy zérus értékű, triviális minimumot ($k = 0$, ill. $2k+1 = 1$ évnél) és egy (esetleg több) lokális minimumot mutat. Az *1. ábrán* szereplő júliusi (1881 – 1980) esetben a lokális minimum, mint optimális hossz 15 évnél ($k = 7$) jelentkezik az S_{30}-nál jóval alacsonyabb értékkel. Minden esetben a 3 és 51 év közötti ($k = 1, 2, \ldots, 25$) legkisebb értékű lokális minimumot választottuk optimális átlagolási hossznak.

Az optimális hosszak és a zaj mértéke. A két évszázad egyes hónapjaira jellemző optimális hosszak, S, illetve S_{30} becslések a *2. ábrán* láthatók. Mindkét zajjellemző esetében jellegzetes évi menetet kapunk, melynek során $C(t)$ a legjobban a nyári, a legkevésbé a téli hónapokban közelíti a kiindulási adatsort. A két évszázad összehasonlításában megállapítható, hogy a hónapok többségében (9 esetben) a második (1881 – 1980) századot jellemzi az éghajlati zaj kisebb mértéke, s az optimális hosszak is rövidebbek (12 hónap átlagában 34,0, illetve 25,5 év). A második század símább viselkedéséről tanúskodik S és S_{30} összehasonlítása is, amelyből kiderül, hogy míg $S < S_{30}$ a második század mindegyik hónapjára teljesül, addig az első század 4 hónapjában a helyzet éppen fordított.

Annak érdekében, hogy a két század évközi változékonyságát ne csak az optimális illeszkedések — eltérő hosszakból származó — maradékait hasonlítsuk össze, elkészítettük a 3 és 51 év közötti átlagolási hosszak maradékainak 6—6 évenként átlagolt százalékos arányát a második században az elsőhöz viszonyítva *(I. táblázat)*. A hónapok nagyobb hányadát jellemző 100-nál kisebb számok ugyancsak a második század „simább" voltáról tanúskodnak, de bizonyos hónapokban ez az arány megfordul. Érdekes ugyanakkor, hogy egy-egy hónapon belül csaknem kivétel nélkül alig változik az arány, vagyis az így értelmezett simaság kevéssé függ az átlagolási hossztól.



2. ábra: Az optimális mozgó átlagolás hossza, az éghajlati zaj és a hagyományos (S_{30}, az ábrán *-gal jelölt) szórások viszonya Budapest havi átlaghőmérsékleteiben

I. TÁBLÁZAT

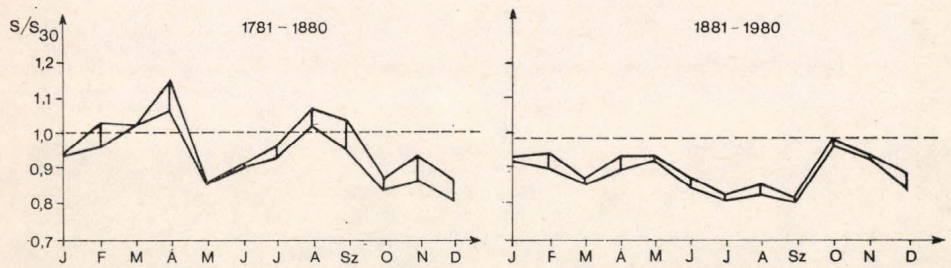
A második század különböző mozgó átlagai közepes maradékának [S(1881—1980)] aránya az első század azonos jellemzőjének [S(1781—1880)] százalékában: Budapest, havi középhőmérsékletek

Év	Hónapok											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
5— 9	93	110	134	80	76	87	81	84	112	89	110	70
11—15	92	110	100	80	83	85	79	84	112	89	108	68
17—21	96	105	100	82	87	83	81	83	104	87	116	73
23—27	99	109	100	81	90	86	81	82	105	90	112	75
29—33	100	110	99	80	92	90	85	81	103	88	111	76
35—39	103	112	100	82	97	89	87	81	110	85	107	76
41—45	104	111	103	87	100	89	88	83	112	87	107	73
47—51	106	111	99	88	96	89	88	84	117	94	115	71

Az optimális simítás és a 30 évi normálértékek maradéka. Az optimális átkaroló közepek előnye a 30 évi normálértékekkel szemben egyrészt a kérdéses időpont és a származtatási időszak súlypontjának egybeesése, másrészt a hossz lehetséges optimalizálása. Hátránya ugyanakkor az, hogy csak az adatsor belsejében értelmezhető és minden elemre, helyre, sőt évszakra külön kell meghatározni. Kérdés, hogy ezen előnyök és hátrányok mellett milyen a két úton származtatott éghajlati zajok aránya. Ennek megítéléséhez tekintsünk a *3. ábrára*, melyen az S/S^*_{30},

illetve $S/S^{*'}_{30}$ arányokat tüntettük fel, ahol $S^{*'}_{30}$ a 10 évvel elavult (tehát a $t-10$ évvel záruló) normálértékekből származó zajt jelöli. A normálértékek tényleges használatát e két szélsőség jellemezheti, mivel azokat éppen 10 évenként kell megújítani. Az ábrából kitűnik, hogy a második 100 év minden hónapjában észrevehető, átlagosan 10% körüli az a többlet, amivel a normálérték használata megnöveli a zajt az optimális átkaroló közép maradékával szemben. Az első században ugyanakkor ismét több hónapban is fordított az arány.

2.2 Évi középhőmérsékletek. Jel/zaj arány. Az Északi-félgömb adatsorából az optimális illeszkedést 9, ill. 11 évi, míg a budapestiben 37, illetve 33 évi átla-



3. ábra: Az optimális éghajlati zaj (S) és a 30 éves normálértékekből az időszaknál 1, illetve 10 évvel későbbre vonatkoztatott átlagok (S^{*}_{30}, illetve $S^{*'}_{30}$) maradékainak átlagos hányadosa

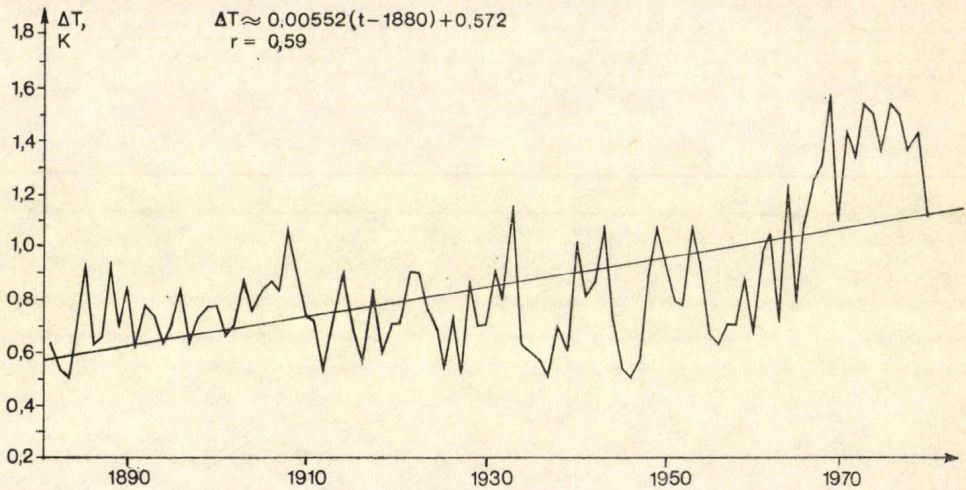
II. TÁBLÁZAT

Az Északi félgömb kontinensei és Budapest évi középhőmérsékleteinek optimális átlagolási hossza (n_{opt}), éghajlati zaja (S), hagyományosan 30 – 30 évi átlagokból számított és a száz évekre átlagolt szórás (S_{30}), S/S_{30}, a száz évek lineáris trendjei $(dT/dt)\cdot 100$, *e kapcsolatok korrelációs együtthatói (r), a hagyományos, illetve minimalizált éghajlati zajokkal számított* $(dT/dt)\cdot 100/S_{30}$, *illetve* $(dT/dt)\cdot 100/S$ *jel/zaj hányadosok*

Év	n_{opt}	S	S_{30}	$\frac{S}{S_{30}}$	$\frac{dT}{dt}\cdot 100$	r	$\frac{dT/dt\,d\cdot 100}{S_{30}}$	$\frac{dT/dt\cdot 100}{S}$
				Északi félgömb				
1781 – 1880	9	0,13	0,22	0,57	0,302	0,36	1,4	2,4
1881 – 1980	11	0,14	0,26	0,54	0,561	0,61	2,2	4,0
				Budapest				
1781 – 1880	37	0,76	0,83	0,92	−0,603	−0,21	0,7	0,8
1881 – 1980	33	0,64	0,70	0,92	1,005	0,41	1,4	1,6

golási hosszak biztosították *(II. táblázat)*. Kézenfekvő, hogy az éghajlati zaj (S) a budapesti adatsorban többszöröse a térben átlagoltnak és ugyanez tapasztalható a 30 évi normálértékek belsejében értelmezett szórás (S_{30}) viszonylatában is. Az azonban már kevésbé magától értetődő, hogy míg az S/S_{30} arány a budapesti adatsorban csak 0,92, addig ez az arány az Északi félgömbön 0,57, illetve 0,54. E kétféle szórást zajként, s az idősorokban kimutatható egyszerű lineáris trendet jelként interpolálva láthatjuk, hogy az Északi félgömb esetében még az 1781 – 1880 közötti időszak trendje is a 98%-os szignifikanciát biztosító 2-es jel/zaj arány fölött van a minimális szórást alkalmazva. Ugyanakkor a budapesti évi középhőmérsékletek 1 K/100 év nagyságú trendje (1881 – 1980) sem biztosítja ezt a magas szignifikanciát.

A második század budapesti trendjeivel kapcsolatban megvizsgáltuk, hogy mekkora ebben a városhatás, ill. a tényleges nagytérségű klímaváltozás szerepe. A két komponens elkülönítésére először 3 olyan állomás (Magyaróvár: 47° 53' N; 17° 16' E, Kalocsa: 46° 32' N; 18° 59' és Nyíregyháza: 47° 58' N; 21° 43' E) évi középhőmérsékleteinek átlagát képeztük, amelyek „súlypontja" (47° 28' N; 19° 18' E) csupán 21 km-rel tér el a budapesti adatsor származtatási helyétől (47° 31' N; 19° 02' E), de nem terhelt a budapesti városhatással. E gondolatmenetben felhasználtuk azt a tapasztalatot, hogy a Kárpát-medencében a hőmér-



4. ábra: Budapest, illetve 3, súlypontjával ugyanide eső állomás (Magyaróvár, Kalocsa és Nyíregyháza) évi középhőmérsékleteinek ΔT különbsége, mint a nagyváros hatása

séklet átlagosan jól közelíthető a földrajzi koordináták lineáris függvényével (*Péczely*, 1979). A Budapest, ill. a 3 állomás átlagaként képzett idősor különbségét a *4. ábrán* mutatjuk be. Megfigyelhető, hogy noha a különbségi adatsorra a korrelációs együttható szerint szignifikáns lineáris trend illeszthető, a pontok korántsem egyenletesen oszlanak el az egyenes körül. Az időszak kezdetétől a 60-as évek közepéig ugyanis nincs szembeötlő „városhatás", ezt követően viszont ugrásszerű a növekedés. Ebből további elemzéseink számára az is következik, hogy mivel a városhatás csak a második száz évi adatsor kis szeletén jut érvényre, a zajt jellemző megállapításaink valószínűleg nem csak Budapestre érvényesek.

A zaj autokorrelációja. A statisztikában zajként értelmezett összetevőről általában feltesszük, hogy az autokorreláció-mentes. Ez a vizsgált hemiszférikus, illetve hazai adatsorokra lényegében teljesül is.

A *III. táblázatban* az Északi-félgömb kontinentális átlaghőmérséklete, ill. az optimális átkaroló középérték-folyamat különbségeként származtatott $F(t)$ eltérések autokorrelációs függvényeit tüntettük fel 1 és 15 év eltolódás között. Megfigyelhető, hogy amíg a teljes idősor első és második száz évét sok magas autokorrelációs mellett ellentétes viselkedés is jellemzi, addig az éghajlati zajok a két században lényegében azonosak: az egyetlen 3. év negatív autokorrelációjától eltekintve mindkét sor autokorreláció-mentes 1 és 15 év között. A két eredetileg különbözőképpen származtatott hőmérsékleti idősor (*Groveman* és *Landsberg*, 1979, ill. *Jones*, 1982) éghajlati zajának ilyen egyezése — beleértve a 3. évek jellemző negatív értékeit — önmagában is figyelemre méltó tapasztalás.

A budapesti idősor eredeti autokorrelációs függvényeit külön nem ábrázoltuk, mivel az első században az 1. és 15. év között nincs, a másodikban is csak az egy (0,23) és a két (0,31) éves késleltetésben jelenik meg szignifikáns érték, de az átkaroló középérték-folyamat levonásával ezek is jelentéktelenné (0,10, ill. 0,14) csökkennek.

A zaj és az átkaroló középérték-folyamat kapcsolata. Az autokorrelálatlanság mellett a zajtól az is megkívánható, hogy ne legyen statisztikai kapcsolatban a lassú változásokkal, esetünkben a mozgó átlag-folyamatokkal. Ennek ellenőrzé-

III. TÁBLÁZAT

Az Északi félgömb kontinensei teljes idősorának (r_A), illetve éghajlati zajának (r_F) autokorrelációi $\tau = 1, \ldots, 15$ év időeltéréssel

τ	Északi-félgömb			
	$r_A(\tau)$		$r_F(\tau)$	
	1781–1880	1881–1980	1781–1880	1881–1980
1	0,70	0,71	0,05	0,06
2	0,64	0,66	−0,16	−0,11
3	0,52	0,57	−0,31	−0,41
4	0,55	0,60	−0,04	−0,13
5	0,42	0,58	0,02	−0,06
6	0,36	0,56	0,12	0,12
7	0,23	0,51	0,02	0,02
8	0,12	0,46	−0,04	0,02
9	0,03	0,47	−0,06	0,02
10	−0,07	0,50	−0,08	0,15
11	−0,07	0,40	−0,14	−0,11
12	−0,21	0,38	−0,09	−0,02
13	−0,21	0,30	−0,05	−0,20
14	−0,29	0,34	−0,16	0,00
15	−0,20	0,35	0,03	0,20

IV. TÁBLÁZAT

Az Északi félgömb kontinenseinek évi (NH) és Budapest évi, illetve félévi átlaghőmérsékleti soraiban feltárható kapcsolatok regressziós együtthatói az optimális maradék (F) és annak négyzete (F^2), illetve az optimális hosszak lineáris trendje (dC/dt), valamint C között

Idősorok	$F(dC/dt)$		$F^2(dC'/dt, C)$			
	dC/dt		dC/dt		C	
	lin.	harmadfokú	lin.	harmadfokú	lin.	harmadfokú
			1781–1880			
NH évi átlag	22,2	3,4	6,2	0,5	−0,85	−0,56
Budapest évi átlag	137,5	.	−164,6	−	0,66	.
Nyári félév	.	+	.	.	.	.
Téli félév	+	+	.	− 19,4	.	3,73
			1881–1980			
NH évi átlag	7,9	.	9,8	0,8	0,36	0,16
Budapest évi átlag	.	.	+	.	+	.
Nyári félév	21,2	24,4	17,1	22,5	0,78	0,17
Téli félév	9,5	5,8	33,3	30,7	1,82	2,30

sére megvizsgáltuk az optimális átlagolás után fennmaradó $F(t)$ és $F^2(t)$ mennyiségek kapcsolatát a $C(t)$ értékkel, ill. az optimális átlagolási időszakokat jellemző lineáris trendek aktuális dC/dt meredekségével (függetlenül attól, hogy ezen 9, 11, ill. 37 és 33 évekre éppen kiszámítható lineáris időtrend szignifikáns-e). Mindkét függő változó, mindkét évszázadban közös jellemzője, hogy a dC/dt meredekséggel szorosabb egyváltozós lineáris kapcsolatok mutatkoztak, mint $C(t)$-vel. A *IV. táblázatban* feltüntetett együtthatók (melyeknél a korrelációs együtthatók legalább 5, ill. az előjeles ábrázolásnál 10%-os szinten szignifikánsak) további jellemzői már nem ilyen egységesek és az alábbiakban foglalhatók össze:

1) Az Északi félgömb évi középhőmérsékletének $F(t)$ éghajlati zaja mindkét században egyértelmű kapcsolatot mutat a dC/dt lineáris trenddel, de a kapcsolatokat a $C(t)$ figyelembe vétele számottevően javítja.
2) Az $F^2(t)$ mennyiség főbb meghatározója ugyancsak a dC/dt trendegyüttható, de $C(t)$ itt is lényegesen javítja a kapcsolatokat.
3) Kérdés, hogy a fenti kapcsolatok a C nem lineáris jellegéből adódnak-e például úgy, hogy az hosszabb szakaszon tartósan konvex, vagy konkáv, vagy pedig valóban az éghajlati zaj jellemzőivel állunk szemben. Ennek eldöntésére az optimális átkaroló közepek mellett előállítottuk az ugyanilyen hosszúságú harmadfokú trendeket is és az ezek által meghatározott

$$F'(t) = A(t) - C'(t)$$

anomáliákat is, ahol $C'(t)$ a harmadfokú trend helyettesítési értéke az intervallumok közepén. A IV. táblázat páros sorszámú oszlopaiban szereplő, együtthatókat a páratlan sorszámú társukkal összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy azok egymástól lényegesen eltérnek, vagyis az optimális maradékokra kapott statisztikai kapcsolatokat legalább részben a lassú $C(t)$ komponens konvexitása eredményezi. Példaképpen $F(t)$ és dC/dt kapcsolata úgy magyarázható, hogy emelkedő trenddel többnyire alulról konkáv, süllyedő trenddel viszont alulról konvex grafikonú lassú folyamat társul.
4) Sajátosan különbözik egymástól a budapesti idősor viselkedése a két évszázadban. Az első században az évi átlagokból számított F és F^2 szignifikáns kapcsolatokat mutat, de a második században ugyanez nem tapasztalható. Ekkor a nyári és a téli félév mintegy a 33, ill. 43 év optimális átlagolási hosszakra átveszi az évi átlag szerepét és szignifikáns kapcsolatokat mutatnak dc/dt-vel, illetve dC/dt-vel és C-vel.
5) A lineáris, illetve harmadfokú illesztéseket összevetve általában nem találunk lényeges eltérést az együtthatókban, vagyis a feltárt kapcsolatok Budapest esetében döntően az éghajlati zaj sajátosságai.

Ugyanilyen kapcsolatokat megkíséreltünk a budapesti havi átlaghőmérsékletekre is kimutatni, ám ezek bizonyossága az első században nulla, a másodikban $F(dC/dt)$ vonatkozásában csak két: $F^2(dC/dt, C)$ esetében pedig három hónapban érte el az 5%-os szintet. Részletezésüket ezért mellőzzük.

3. Diszkusszió

Adatok. Amint azt az 1.1 pontban bemutattuk, a budapesti adatsorban a nagyváros hatása – legalábbis évi átlagban – a második századon belül az utolsó másfél évtizedre korlátozódik. Ezért úgy véljük, a teljes 100 évre vonatkozó megállapítások túlnyomó része egy a városhatástól teljesen mentes Kárpát-medencei állomásra is helytálló lenne. Problematikusabbnak ítéljük a megelőző

száz év adatait, melyek időszakonként változó felállítások homogenizálása és a kismértékű adathiányok pótlása miatt utólag nehezen reprodukálható hibaforrásokat tartalmaznak. Emiatt a két évszázad összehasonlításával kimutatott különbségek e sorozatban sem tekinthetők kizárólag a két időszak éghajlatára jellemzőknek.

Az Északi félgömb kontinenseire számított hőmérsékleti idősorok származtatása ugyancsak eltér a két évszázadban, a bemutatott eredmények összességükben mégis inkább egyezők, mint a lokális esetben. A számítások elvégzése óta napvilágot látott a második századra vonatkozó adatoknak ugyanazon szerzők által javított változata (*Jones* és mások, 1986).

Mivel a régebbi és az újabb adatsor nagymértékben hasonló, például a korrelációs együtthatójuk 0,973, ill. az utóbbi idősor lineáris trendje 0,51 K/100 év (*Jones* és mások, 1986), míg a megelőzőé 0,56 K/100 év, az e századra vonatkozó megállapításaink érvényét az idősor módosítása valószínűleg nem kérdőjelezi meg.

A klíma pontszerű definíciója. Noha számításaink sem térben sem időben nem töltik ki a teljes spektrumot, mégis célszerűnek látszik a pontszerű éghajlatdefiníció eddig tapasztalt előnyeinek és hátrányainak összefoglalása. Tisztán kutatási céllal, a bevezetésben részletezett feladatokhoz az éghajlatot a következőképpen lehetne mehatározni. Az éghajlati elemek várható értékének megfelelő mennyiség legyen az – elemenként és helyenként változó, de elvben egyértelmű – optimális átkaroló középérték minden időpontban, a szórásnak megfelelő pedig a maradék-folyamat négyzetének az átlagából vont négyzetgyök a teljes egynemű (esetünkben 100 év) időszakra. A magasabb momentumok megfelelőit, melyek természetesen nem feltétlenül minimálisak, szintén hasonlóan értelmezhetjük.

A hagyományos meghatározásokkal szembeni előnyöket és hátrányokat a következőkben látjuk. *Előnyös*, hogy a pontszerű értelmezés nem feltételezi a külső tényezőkkel fennálló statisztikai egyensúlyt; hogy egyáltalán szétválasztja a lassú változásokat és az éghajlati zajt, lehetővé téve ezáltal mindkét összetevő tisztább kvantitatív értelmezését; továbbá, hogy legalábbis, a tér- és időskála két-két végéről (1 pont, ill. hemiszféra, havi átlag, ill. évi átlag) vett minták tanúsága szerint a zaj lényegében teljesíti az autokorreláció-mentesség kívánalmát.

A választott megoldás *hátránya* ugyanakkor az, hogy az egynemű (vagyis nem feltétlenül állandó, de hasonló tényezők miatt módosuló klímájú) időszakok meghatározása nem mindig könnyű, illetve egyértelmű; hogy minden adatsorra külön kell az optimális átlagolási hosszakat meghatározni, s azok valószínűleg függnek az egynemű időszak megválasztásától; továbbá az is, hogy – amint az évi átlagra vonatkozó számításokból következik – a zaj nem mindig elégíti ki az átkaroló középérték folyamat jellemzőitől való függetlenség kívánalmát.

Ez utóbbi jelenség nem meglepő, hiszen az éghajlati elemek időbeli spektruma gyakorlatilag folytonos, vagyis a különböző karakterisztikus idejű folyamatokat nem választja el a teljes fizikai valóság által legalább időszakosan át nem hágott potenciál-gát. Ezért a folyamatok karakterisztikus idő szerinti szétválasztása nem olyan egyszerű, mint például a matematikában vagy egyes műszaki tudományokban.

Az ennek ellenére szokásos szétválasztásra fizikailag mégis az ad lehetőséget, hogy a teljes éghajlati rendszer (légkör, óceán, krioszféra, szárazföld) osztatlan, közös egyenleteiben eltérő az egyes rendszer-komponensek, kezdeti, ill. határfeltételek szerepe. Az időjárás felső határának elfogadott kb. 1 hónap mellett

számításaink nyomán a klímaváltozás alsó határát a hemiszférikus átlagokra kb. 10, a lokális hőmérsékleti adatok alapján pedig mintegy 30 évben határozhatjuk meg, vagyis a konvencionális hossz a lokális léptékben megfelelő és csak a területi átlagokkal való operálás során célszerű módosítani.

IRODALOM

Augustson, T. and *Ramanathan, V.*, 1977: A radiative-convective model study of the CO_2 climate problem *J. Atmos. Sci., 34,* 448–451.

Boncz J. és Mika J., 1981: Connections of the annual variations in temperature in Budapest, *Időjárás 85,* 262–270.

Dobosi Z. és Felméry L., 1974: *Klimatológia* (Egyetemi jegyzet) Tankönyvkiadó, Budapest.

Groveman, B. S. and *Landsberg, H. E.*, 1979: *Reconstruction of Northern Hemisphere temperature: 1579–1880* Meteorology Program, University of Maryland Publ. No. 79–181.

Gulyás O., 1983: *Matematikai statisztika meteorológusok számára* OMSZ Kisebb kiadványai 51. sz., Budapest.

Hayashi, Y., 1982: Confidence intervals of a climatic signal. *J. Atmos. Sci. 39,* 1895–1905.

Hoffert, M. I., Callegari, A. J. and *Hsieh, C. T.*, 1980: The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing *J. Geophys. Res. 85(C11),* 6667–6679.

Jones, P. D., Wigley, T. M. L. and *Kelly, P. M.*, 1982: Variations in surface air temperatures: Part 1. Northern Hemisphere, 1881–1980. *Mon. Weather Rew. 110,* 59–69.

Jones, P. D., Raper, S. C. B., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Kelly, P. M. and *Wigley, T. M. L.*, 1986: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984, *J. Climate and Appl. Met. 25,* 161–189.

Koppány Gy., 1986: Néhány megjegyzés az időjárás és az éghajlat fogalmáról *Időjárás 90,* 295–299.

Leith, C. E., 1975: The design of a statistical-dynamical climate model with ice-sheet dynamics *J. Atmos. Sci. 36,* 2292–2303.

Lorenz, E. N., 1979: Forced and free variations of weather and climate *J. Atmos. Sci. 36,* 1367–1376.

Madden, R. A. and *Ramanathan, V.*, 1980: Detecting climate change due to increasing carbon dioxide, *Science 209,* 763–768.

Mika J. és Boncz J., 1983: A sokévi átlagok optimális felhasználása a havi középhőmérséklet becslésére *Időjárás 87,* 206–213.

Mika J., 1985: Érzékenységi becslések a klímamodellek fizikai-statisztikai összesítése útján. *Időjárás 89,* 339–351.

Mitchell, J. M., 1976: Overview of climatic variability and its causal mechanisms *Quaternary research 6 (4),* 1–3.

Péczely Gy., 1980: *Éghajlattan* Tankönyvkiadó, Budapest.

Poljak, I. I., 1979: *Metodi analiza szlucsajnüh processzov i polej v klimatologii* Hidrometeoizdat, Leningrád.

Schlesinger, M. E., 1984: Climate simulation of CO_2-induced climatic change *Advances in Geophysics 26,* 141–235.

Wigley, T. M. L. and *Jones, P. D.*, 1981: Detecting CO_2-induced climatic change *Nature 292,* 205–208.

WMO, 1982: *Report of the JSC/CAS meeting of experts on detection of possible climate change* Moscow 3–6 October 1982.

IRODALOM

PANCHEV, S.: **Dynamic Meteorology** *(Dinamikus meteorológia)*. D. Reidel Publishing Company, Dodrecht, Boston, Lancaster, 1985., XXI+360 oldal, 72 ábra.

A „Dinamikus meteorológia" valamennyi meteorológus egyetemi hallgató alapvető elméleti meteorológiai tantárgya szerte a világon, másrészről pedig a meteorológia tudományának egy önálló ága is ezt az elnevezést viseli. Jóllehet az utóbbi 10 – 15 évben számos tankönyv jelent meg ebben a témakörben valamely világnyelven, ám igazán jó, a tudományterület minden kérdését átfogó és bemutató művet nehezen találunk. A régebbi, ötvenes és a hatvanas években megjelent tankönyvek egy része már nem felel meg a korszerű oktatás követelményeinek. Más részük újabb kiadásokat is megért, és az új kiadást megelőző átdolgozások révén feltétlenül korszerűbbé váltak, azonban helyhiány miatt sok fontos részterület ismertetésére nem kerül sor bennük. Éppen ezért fogadta nagy érdeklődés *S. Panchev* új dinamikus meteorológiai tankönyvének megjelenését.

Sztojcso Pancsev professzor több mint 20 éve oktat a szófiai „Kliment Ohridszki" egyetem fizikai karán. Dinamikus meteorológia c. tankönyvének első kiadása 1968-ban jelent meg bolgár nyelven. A tankönyv anyagát folyamatosan korszerűsítette, majd 1981-ben alkészült az a bolgár kiadás, amelyet a D. Reidel Kiadó szerkesztősége érdmesnek tartott az angol nyelvű megjelentetésre. A fordítást maga a szerző, illetve két egykori tanítványa készítette. A könyv a kiadó Environmental Fluid Mechanics (környezeti folyadékmechanika) című sorozatának újabb kötete (szerkesztő Gabriel T. *Csanády*). A tankönyv a kinematikáról rövid áttekintést adó bevezetés után két nagy részre tagolódik: az ideális (súrlódásmentes) és a reális (súrlódásos) légkör dinamikáját tárgyaló részekre. Az első rész 6 fejezetből áll. Megismerkedhet az olvasó a légköri mozgásokat kormányzó egyenletrendszerével (a szerző szóhasználatával élve az időjárási egyenletekkel) a Descartes-i, a szférikus, a lokális, a henger- és a természetes koordinátarendszerben. A szokásos utat követve az egyenletrendszer egyszerűsítésének lehetőségeit, röviden a légköri energetika alapjait, a légköri hullámmozgások és a dinamikus instabilitás fajtáit, valamint a különböző mozgásformák közelítéseit ismerteti a szerző, eljutva az első rész végén a számszerű előrejelzés elméleti alapjainak tárgyalásáig. A második rész négy fejezete a légköri turbulenciával, a határréteggel és az általános cirkuláció elméletével foglalkozik. Érdekes, hogy a szerző a planetáris határréteg mellett a légköri határréteg kifejezést is használja.

Minden fejezet végén 5 – 10 feladatot talál az olvasó, ezek megoldását azonban sajnálatos módon a szerző nem közli, így csak saját magunk ellenőrizhetjük számításainkat. A Függelékben a dinamikus meteorológia tudományának történetét foglalja össze röviden a könyv írója, majd kifejti nézetét a jelen helyzetről és a kutatások jövőbeni irányairól. Kis arcképgyűjtemény található a kötet végén, bemutatva az elméleti meteorológiai kutatásoknak a szerző által kiválasztott 17 egykor élt nagy személyiségét *Reynolds*tól *Kármán* Tódoron át *Charney*-ig.

Bár a bevezetőben maga a szerző is elismeri, hogy tankönyve kizárólag a szófiai egyetem tanmenetében leírtaknak felel meg, mégis ajánlja azt más egyetemek hallgatóinak és oktatóinak, illetve egyes szakterületek tudományos kutatóinak. Ami miatt oktatási célokra mégsem igazán jó a könyv, az az, hogy nagyfokú egyenetlenség és aránytalanság tapasztalható az egyes fejezetek között. Így például az alig féloldalnyi terjedelemnél részletesebb ismertetést igényelne a barotróp és a baroklin instabilitás, vagy az örvényességi és a divergencia-egyenlet levezetése. Haszonnal forgathatja viszont e könyvet az a hallgató vagy kutató, aki a határréteg elméletéről szeretne többet megtudni, mert ezt a témakört igen kimerítően mutatja be a szerző. Helyet követelne azonban magának egy dinamikus meteorológiai tankönyvben a száraz és a nedves levegő termodinamikájának ismertetése. Mindezek ellenére az új angol nyelvű tankönyv megjelenését csak üdvözölni lehet.

Gyúró György

MURPHY, A. H. — KATZ, W. R. *(szerk.)*: **Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences** *(Valószínűség, statisztikák és döntéshozatal a légkörtudományban)*. Westview Press/Boulder, London, 1985. 545 oldal, 78 ábra, 59 táblázat, 557 irodalmi hivatkozás.

A könyv 12 neves szakember közreműködésével készült és a statisztikus meteorológiát olyan mélységben és olyan új szempontok alapján tárgyalja, amelyek az összefoglaló, áttekintő jellegű matematikai statisztikai könyvekben általában nem találhatók meg.

Az utóbbi évtizedekben a meteorológia különböző területein egyre nőtt a valószínűségszámítási, statisztikai és döntéselméleti módszerek szerepe. Az alap és alkalmazott kutatások területén éppúgy megfigyelhető ez a folyamat, mint a kísérleti szinten levő, illetve az operatív előrejelző gyakorlatban alkalmazott eljárásoknál. Minden meteorológiai tárgyú szakfolyóirat és konferencia összefoglaló kötet nagyszámú statisztikai és valószínűségszámítási módszereket alkalmazó munkát tartalmaz, de ennek ellenére alig van olyan áttekintő, „könyvméretű" mű, amely ezen a területen megkönnyítené a kutatók, az érdeklődő szakemberek számára a megbízható eligazodást. Ezt a hiányt kívánja pótolni a könyv, melynek szerkesztői a következő két célt tartották szem előtt munkájuk során: (1) a könyv tartalmazza e területek minden olyan újabb eredményét, amely meteorológus szakemberek érdeklődésére számot tarthat; (2) összefoglaló jelleggel ismertessen a meteorológia tudományán belül nehány olyan újabb részterületet, melyben a statisztika és a valószínűségszámítás nagy szerepet kap (például, a statisztikus és valószínűségi időjáráselőrejelzések).

A könyv 13 fejezetből áll, melyek közül az első bevezető jellegű és a légköri adatok előkészítő munkálatait foglalja össze, az adatok feltáró analízisét. Erre a fejezetre az összes többi támaszkodik abban az értelemben, hogy ott a szerzők már kontrollált, rendezett mintákat használnak alapadatbázisként. A légköri adatok feldolgozásánál, illetve azokra támaszkodó kutatásoknál a leggyakrabban alkalmazott matematikai statisztikai eljárás, a *multiregresszió analízis* a tárgya a 2. fejezetnek. E témakörön belül a legújabb eredményeket és új, alternatív lehetőségeket mutatnak be a szerzők.

A 3. és 4. fejezetekben az adatsorok többváltozós analízisének ismertetésére kerül sor, illetve több különböző észlelési adatsor összehasonlításának metodikáját és lehetséges szignifikancia tesztjeit ismerhetjük meg. Az 5. és 6. fejezeteket *Richard H. Jones* írta, aki a denveri Colorado Orvostudományi Egyetem professzora és fő kutatási területe az idősoranalízis. A két fejezet a ferkvencia tartományos és az időtartományos közelítést tárgyalja, valamint kitér olyan problémákra is, mint például a spektrális sűrűség becslése, a filtrálások következményei, a hipotézisek tesztelése, illetve autoregressziós mozgó közepekkel dolgozó modellek alkalmazása.

A 7. fejezetben, a könyv egyik szerkesztője *Richard W. Katz* (National Center for Atmospheric Research, Boulder) a *valószínűségi modelleket*, a 8. fejezetben *Harry R. Glahn a statisztikai időjárás előrejelzési módszereket* foglalja össze. Az utóbbi rész szerzője a marylandi Techniques Development Laboratory igazgatója, mely intézet közvetlenül a NOAA National Weather Service alá rendelve fejti ki tevékenységét. Harry R. Glahn szakterületei a numerikus időjárás előrejelzések, verifikációs problémák és a statisztikus modellek alkalmazása az időjárás előrejelzések területén. A fejezet 12 alpontjában egy teljes körképet kaphatunk a statisztikai előrejelzésekről és azok érvényességi idejére, illetve értékelésére vonatkozó információkat is találhatunk.

A 9. fejezetben *Allan H. Murphy* ad az előzőhöz hasonló szintű és mélységű összefoglalót a *valószínűségi időjárás előrejelzési módszerekről*, aki az oregoni Állami Egyetem professzora, a Statistics and Climatic Impacts Laboratory igazgatója és egyben e könyv másik szerkesztője. A 10. fejezetben az időjárás-előrejelzések verifikálási módszereinek ismertetése kapott helyet, azaz itt a valószínűségi és egyéb formában megadott prognózisok értékelésére vonatkozó információk találhatók meg.

Az utolsó fejezetek elvezetnek a *Bayes*-elmélettől a konkrét bayesi döntésekig, melyek használata elkerülhetetlen, amikor az adott helyzetre vonatkozó információink hiányosak és ezért az optimális döntés meghozatala néhézségekbe ütközik. Végül a könyv a döntéselmélet elemeinek ismertetésével zárul, mely szorosan kapcsolódik e problémakörhöz, hiszen minden meteorológiai tárgyú feladatban, amely megoldásánál valószínűségi vagy statisztikai eljárásokat alkalmazunk, végső lépésként valamiféle döntés szerepel. Természetesen ugyanilyen fontosságúak a meghozott döntések analízisére és a döntési folyamatok modellezésére vonatkozó alpontok.

A könyv olvasása közben kellemes meglepetésként éri az olvasót, hogy bár szinte minden fejezetnek más a szerzője, ennek ellenére ez nem egyszerű cikkgyűjtemény, hanem a fejezetek szerves egésszé, gondosan megszerkesztett kézikönyvvé állnak össze. Minden cikk megközelítően ugyanolyan szinten van, ugyanannyi előtanulmányt igényel. A hazai egyetemi oktatásunkban szereplő 1 – 2 szemeszteres valószínűségszámítás és matematikai statisztikai anyag ismerete elegendő a könyv megértéséhez. Bő meteorológiai példaanyag, sok ábra és táblazat teszi érthetővé, illetve szemléletessé az elméleti részeket, az irodalmi hivatkozások külön-külön minden fejezet végén találhatók meg, melyek alapján jók áttekintheti az olvasó a témához kapcsolódó legfrissebb elméleti és alkalmazott munkákat.

Bartholy Judit

LOCKWOOD, J. G.: **World Climatic Systems** *(A Föld éghajlati rendszerei)*. Edward Arnold Ltd, London, 1986. X+292 oldal, 99 ábra, számos táblázat, több száz hivatkozás.

A szerző a Leeds-i Egyetem Földrajzi Iskolájának oktatója, nevével gyakran találkozhatunk az angol nyelvű meteorológiai szakirodalomban. A könyv két nagyobb részből, ezen belül 8 fejezetből áll. Az I. rész az éghajlati rendszerek definíciójával és leírásával, a II. rész az éghajlati hatásokkal foglalkozik.

A szerző megkülönböztet: a) *izolált rendszereket*, amelyekre jellemző, hogy sem tömeg, sen energia nem áramlik ki vagy be, ilyenek egyes laboratóriumi kísérleti eszközök; b) *zárt rendszereket*, amelyek környezetükkel csak energia-kicserélődés útján vannak kapcsolatban, de anyaguk nem cserélődik, ilyen a Földlégkör-rendszer; c) *nyílt rendszereket*, amelyek környezetükkel anyag- és energia-kicserélődés útján is kapcsolatban állnak, ilyenek az esőfelhők, vízgyűjtőterületek, növények stb. A légkör, az óceánok és a szárazföldek olyan nyílt rendszerek, amelyek alrendszerek láncolatát produkálják, és dinamikailag a tömeg és energia kaszkádjával kapcsolódnak egymáshoz. Éghajlati szempontból ezért a légkör-óceán-kontinens rendszer *kaszkád-rendszernek* tekinthető, amelynek egyik alrendszeréből energia és tömeg áramlik egy másik alrendszerébe.

Erre a gondolatra épül a könyv, amint ez a fejezetek címéből is kiderül. Az első fejezet ugyan az általános légkörzést tárgyalja, dinamikai és energetikai szempontból elég részletesen, a további fejezetek azonban már az egyes alrendszerekkel foglalkoznak.

A második fejezet címe: Óceáni alrendszerek. Ez a rész áttekintést ad az óceánok energia-háztartásáról, az egyenlítői, szubtrópusi, mérsékelt övi és poláris óceánok alrendszereiről, a légkör-óceán kölcsönhatásokról. A harmadik fejezet a glaciális alrendszereket tárgyalja. Figyelemre méltó térképet találunk itt a hótakaró kiterjedéséről és átlagos tartamáról a Földön, valamint áttekintést az eljegesedések és interglaciálisok váltakozásáról, beleértve a Milankovics-elméletet. A következő fejezet címe: Arid-alrendszerek. Szemléletes képet nyújt ez a rész a Hadley-cella energia-átalakulási folyamatairól, a szemiarid területek vízháztartásáról, különös figyelmet fordítva Afrika csapadéklímájára. Az ötödik fejezet a fűvel borított területek alrendszereinek sajátosságait világítja meg, így szorosan kapcsolódik az agrometeorológiához, Felsorol néhány fontos dimenziómentes paramétert, amelyek a sugárzás-, hő- és vízháztartás jellemzésére szolgálnak. Közülük több közismert (albedo, aridítási index, lefolyási arány), mások kevésbé ismertek (Angström-arány, Bowen-arány stb.). Részletesen foglalkozik ez a rész a füves területek sugársási, hő- és vízháztartásával, a potenciális és valódi evapotranspiráció meghatározásával. A hatodik fejezet az erdő alrendszereket tárgyalja. Az előző fejezethez kapcsolódva a növényállomány mikroklímája, a talaj és a növényzet felső szintje (ernyőzete) közötti kapcsolatok elemzése a témája ennek a résznek.

A II. rész két fejezetből áll: Éghajlat és energia (7. fejezet), illetve Éghajlat és élelmiszer (8. fejezet) címmel. Figyelemre méltó világtérkép mutatja be az antropogén energiafluxus sűrűségének eloszlását a Földön, mégpedig a jelenlegi és a 2000. évre extrapolált adatok alapján. Számítási adatokat találunk a 7. fejezetben arra vonatkozóan, hogy a széndioxid-tartalom kettőződése vagy négyszereződése esetén mennyit változna a hőmérséklet az egyes szélességi körökön és különböző magasságokban. Az antropogén hőtermelésből a légkörbe jutó hő fluxusának sűrűsége a tízezer km^2-nél kisebb térskálákon már meghaladja a talajra jutó napsugárzás áramsűrűségét, legalábbis megfelelő ipari és népesedési koncentráció esetén, — ez állapítható meg több idevonatkozó vizsgálat eredményeiből. Másrészt: számszerű kapcsolat mutatható ki az időjárási elemek változása és az energiafogyasztás között.

A 8. fejezet a világ élelmiszer-termesztéséről ad áttekintést, továbbá arról, hogy miként befolyásolja a terméseredményeket az éghajlat ingadozása.

Napjainkban az egyre bővülő tudományos ismeretek, kutatási eredmények nyomonkövetése szinte megoldhatatlan dilemma elé állítja a kutatókat. *Lockwood* könyvének a rendszerelmélet klimatológiai alkalmazásán túl éppen ezért egyik legfőbb erénye a korszerű ismeretek összegyűjtése és rendszerezése.

Koppány György

KRÓNIKA

AMERIKAI METEOROLÓGUSOK LÁTOGATÁSA MAGYARORSZÁGON

Az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság vendégeként *Robert E. Livezey* (Washington D. C.) 1986. június 27-én ötnapos látogatásra Budapestre érkezett. Személyében az Amerikai Egyesült Államok Országos Űrhajózási és Űrkutatási Hivatala *(National Aeronautics and Space Administration)* Űrkutatási Részlegéhez *(Coddard Space Flight Center)* tartozó Kísérleti Klímaelőrejelző Központnak *(Experimental Climate Forecast Center)* vezetőjét üdvözölhettük körünkben. R. E. Livezey kutatási területe széles skálán mozog: Klímadiagnosztika, távkapcsolat-elemzések, időjáráselőrejelzések verifikációs problémái, statisztikai mezők szignifikanciájának Monte Carlo-módszerekkel történő elemzése, kis időskálájú klímaváltozások, valamint hosszútávú időjárás-előrejelzések elméleti kérdései jelentik munkaterületét.

Június 30-án délután a MTESZ Kossuth téri székházában *az északi félgömb téli évszakában a trópusi és a trópuson kívüli térségek közötti távkapcsolatokról* (Tropical-extratropical teleconnections during the northern hemisphere winter) tartott előadását követően a vitában résztvevők feltűnően nagy száma a hallgatóság élénk érdeklődését és a téma időszerűségét egyaránt bizonyította. Az előadás átfogó és bizonyító erejével remélhetőleg itthon is megteremtette a távkapcsolat-analízis rangját-helyét az általános cirkuláció és egyéb nagyskálájú elemzések módszereinek körében. Az előadónak – tényekkel alátámasztott előadásával – föltehetően sikerült a hazai szakmai körökben a témával szemben meglevő előítéleteket megszüntetnie.

R. E. Livezey itt-tartózkodása során fölkereste az OMSZ mindhátom intézetét, ahol a szolgálat felépítésével, operatív és kutatómunkájával ismerkedett, valamint szűkebb körű szakmai megbeszéléseken vett részt.

Ugyanebben az időszakban még két látogató érkezett Budapestre az Amerikai Egyesült Államokból: *William H. Klein*, a Maryland-i Egyetem meteorológiai tanszékének professzora, valamint *Edward S. Epstein*, aki a washingtoni Állami Időjárási Szolgálat *(National Weather Service/NOAA Climate Analysis Center)* kutatója. A vendégeket a Központi Meteorológiai Intézetben *Ambrózy Pál* igazgató fogadta és ismertette velük a szolgálat és az intézet feladatkörét, szervezeti fölépítését, tevékenységét, operatív és kutatási profilját.

Néhány hónappal később, október elején újabb neves vendég érkezett Magyarországra Amerikából: *Allan H. Murphy*, az oregoni Állami Egyetem Légkörtudományi Karán a Statisztikai Klímalaboratórium *(Department of Atmospheric Sciences, Corvallis)* igazgatója. A szakmai megbeszéléseken kívül október 6-án délután előadást is tartott a MTESZ székházban. Itt az elmúlt években végzett kutatásainak rövid keresztmetszetét adva, a valószínűségi előrejelzések verifikációja, a légköri modellek gazdasági hasznosításának lehetőségei és értékük becslésének témakörök szerinti kérdéseiről beszélt, valamint konkrét verifikációs eljárásokat mutatott be, amelyek a rövid-, közép- és hosszútávú előrejelzések területén egyaránt alkalmazhatók. Az előadó az utóbbi időben megjelent cikkeiben, könyvében a döntéselmélet meteorológiai interpretálásával, a döntésanalízis elemeinek és a döntési kritériumok meghatározásának metodikájával foglalkozott. Módszereket és konkrét elemzést hallhattunk az előadáson az időjárás-előrejelzések valódi információtartalmának becsléséről és gazdasági használhatóságukról. A szépszámú hallgatóságnak az előadást követően föltett kérdései tanúsították az előadottak, illetve a neves vendég munkája iránti élénk érdeklődést.

A magyar meteorológiai szolgálat várható haszna a neves külföldi vendégek meghívásából, fogadásából az, hogy a hazai szakemberek a legközvetlenebb úton jutnak új információkhoz, kutatási eredményekhez, új módszereket, eljárásokat, alkalmazási lehetőségeket ismernek meg. Nem elhanyagolható azonban az a szempont sem, hogy a konzultáció, személyes talál-

kozás „iskolateremtő" egyéniséggel valódi impulzust, új gondolatokat, ötleteket adhat egy-egy adott probléma megoldásához. Ugyancsak ezek az alkalmak adnak lehetőséget vezetőknek és kutatóknak egyaránt olyan munkakapcsolatok kiépítésére, amelyek a jövőben szakmai levelezéssel, szakértői vélemények, tanácsok kérésével, esetleg együttműködéssel folytatódhatnak.

Bartholy J.

*

PLANETÁRIS HATÁRRÉTEG-SZEMINÁRIUM

Az MTA X. oszt. Meteorológiai Tudományos Bizottságának az ELTE Meteorológiai Tanszéke kezdeményezésével megalakult az *„Országos planetáris határréteg-szeminárium"*. Legfőbb célja az, hogy a planetáris határréteg kutatása területén elért eredmények bemutatására fórumot biztosítson és koordinálja az e téren folyó munkákat.

A szeminárium résztvevői lehetnek mindazon intézetek, tanszékek, kutatócsoportok szakemberei, ahol a planetáris határrétegre vonatkozó mérések, adatfeldolgozások, kutatások folynak. A tervek szerint félévenként kerül sor a szeminárium összejövetelére, felváltva a részt vevő intézmények valamelyikében.

Az első ülésre 1987. május 18-án került sor az ELTE Meteorológiai Tanszékén *Rákóczi Ferenc* egyetemi tanár vezetésével. A szeminárium „tanácsadó testületének" létrehozása után *Tar Károly* (KLTE): „A szél magassággal való növekedésének törvénye és annak alkalmazása a szélenergiakutatásban" és *Rákóczi Ferenc*: „A szélsebesség időbeli csökkenésének törvénye " c. előadása hangzott el.

Ambrózy P.

*

TANÁCSKOZÁS A SZÉLENERGIA HASZNOSÍTÁSÁRÓL

Az MTA és a MÉM Agrár-műszaki Bizottsága „Szélmotorok alkalmazása alacsony szélsebességeknél" címmel 1987. június 2–4 között nemzetközi szimpóziumot rendezett Gödöllőn a MÉM Műszaki Intézetében.

A szimpóziumon részt vettek egyrészt azoknak az országoknak szakemberei, ahol a szélenergia hasznosításának nagy hagyományai vannak (Dánia, Hollandia, Anglia); másrészt azok a közép-európai országok képviseltették magukat, melyeknek szélviszonyai hasonlók hazánkkal.

Az elhangzott előadásokból áttekintést kaphattunk a szélmotorok fejlődési tendenciáiról, az alacsony szélsebességek – elsősorban mezőgazdasági – hasznosítási lehetőségeiről (legelői vízhúzás) és természetesen a potenciálisan rendelkezésre álló szélenergia mennyiségéről. Ez utóbbi témával foglalkozott *Ambrózy Pál – Rákócziné Wágner Magdolna:* „Meteorológiai információk szélenergia átalakító rendszerek kialakításához" és *Tar Károly* (KLTE): „Szélsebességek statisztikai értékelése" c. előadása.

Az elfogadott ajánlás megállapítja, hogy Magyarországon a *kis szélsebességek* hasznosítására alkalmas soklapátos, lassú fordulatú szélgépek fejlesztésével érdemes foglalkozni, de perspektivikus lehet a szélirányváltozásokra nem érzékeny függőleges tengelyű gépek készítése is.

Ambrózy P.

*

NEMZETKÖZI GEOSZFÉRA-BIOSZFÉRA PROGRAM

A Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsának (ICSU) 1986 szeptemberében Bernben megtartott 21. közgyűlése elhatározta a természeti környezet megváltozását tanulmányozó *nemzetközi geoszféra-bioszféra program* (International Geosphere-Biosphere Prpgramme: a Study of Global Change – IGBP) elindítását. Az IGBP megalkotását többéves előkészítő munka előzte meg, s a program a tervek szerint az évszázad végéig folytatódik és felöleli mindazoknak a vizsgálatoknak a széles körét, amelyek a Föld fizikai, kémiai és biológiai folyamataival, továbbá azokkal a természeti és antropogén eredetű változásokkal foglalkoznak, amelyeknek napjainkban tanúi vagyunk. Az IGBP célja, hogy információt szolgáltasson Földünk száz éven belül várható jövőjének a megbecsléséhez. A program alapkutatásokra épül, ezeknek a kutatásoknak azonban közvetlen gyakorlati alkalmazásai lesznek az erőforrások nemzeti és nemzetközi szintű kezelése területén, valamint azoknak a globális változásoknak a megbízhatóbb előrejelzésében, amelyek a földi környezet olyan romlásához vezethetnek, hogy az élet feltételei bolygónkon kedvezőtlenebbekké válnak.

A programot az ICSU több más, már folyamatban levő nagyszabású nemzetközi programmal szoros együttműködésben kívánja megvalósítani; ezek között kiemelendő a WMO/ICSU *Éghajlatkutatási Világprogram* (WCRP), valamint az Unesco *ember és a bioszféra programja* (Man and the Biosphere Programme – MAB). A közgyűlés az IGBP irányítására 17 tagú speciális bizottságot hozott létre, amelynek vezetésére *J. J. McCarthy* amerikai zoológust kérték fel. A programirodát Stockholmban állították fel; igazgatója *T. Rosswall* svéd hidrológus.

Götz G.

EGYETEMI TANÁRI KINEVEZÉS SZEGEDEN

Koppány György, a földtudományok doktora 1987. július 1-ji hatállyal egyetemi tanári kinevezést kapott a szegedi József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszékére. Az erről szóló kinevezési okmányt az Országház kupolatermében a Kormány és a Párt képviselőinek jelenlétében *Csehák Judit*, a Minisztertanács elnökhelyettese adta át Koppány Györgynek, aki *Péczely* professzor 1984-ben bekövetkezett halála óta oktat a szegedi egyetemen, egyetemi docensi minőségben, 1986. július 1-jétől vezeti pedig a tanszéket. Az Éghajlattani Tanszék a földrajz szakos hallgatók képzésében működik közre. Minthogy Magyarországon a meteorológiai ismereteket az általános és a középiskolákban a földrajzórák keretében kapják meg, a meteorológiai közművelődés szempontjából nagy felelősség van a földrajztanári képzésen. Indokolt, hogy a meteorológiai és klimatológiai előadásokat szakavatott meteorológus tartsa. Koppány György eddigi, több mint 30 éves szakmai tevékenységével messzemenően bizonyította rátermettségét a feladatra. Szűkebb szakterülete a távprognosztika és a makrocirkulációs folyamatok vizsgálata, amelyben figyelemreméltó eredményeket ért el. Meggyőződésünk, hogy személyében a tanszék méltó gazdára talált, aki képes folytatni elődei nagy megbecsüléssel és elismeréssel övezett munkásságát.

Tänczer T.

*

STATISZTIKAI KISKONFERENCIA SIKFŐKÚTON

A Magyar Meteorológiai Társaság, az Országos Meteorológiai Szolgálat és a Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke „A matematikai statisztika és számítógépes módszerei a meteorológiában" címmel kiskonferenciát rendezett Síkfőkúton a KLTE Soó Rezső kutatóházában 1987. szeptember 17—19. között.

Justyák János megnyitó beszédében köszöntötte a Budapestről, Debrecenből, Szegedről, Pécsről és Szombathelyről erkezett vendégeket: meteorológusokat, matematikusokat és számítástechnikusokat.

A konferencián 19 előadás hangzott el.

Gulyás Ottó (KMI): Megjegyzések a matematikai statisztika és a meteorológia kapcsolatáról

Titkos Ervin (OMSZ Számítóközpont): Analóg időjárási helyzetek idősorának vizsgálata

Szentimrey Tamás (KMI): Statisztikai próbák az időjárás lokális megváltozásának kimutatására

Markó Tamás — Sövér Ferenc (BRJE): Statisztikai módszerek a jégeső-elhárításban

Götz Gusztáv (KLFI): Klímaváltozékonyság: A nem véletlen véletlensége?

Baranka Györgyi (KLFI): Levegő- és csapadékminőségi információ objektív számítógépes analízise

Mika János, Korándi Márta (KLFI): Módszer a meteorológiai időátlagok lokális és cirkulációs tényezőinek szétválasztására

Makra László (JATE): A tengerszinti légnyomási mező empirikus ortogonális összetevői az északi félgömbön és a földön

Matyasovszky István (ELTE): Idősorok interpolációja és meteorológiai vonatkozásai

Terdik György (KLTE): Szezonális sorok statisztikai vizsgálata a 2—D módszerrel

Tóth Zoltán (KEI): Rövid- és középtávú valószínűségi időjárás előrejelzések

Ihász István — Kaba Magdolna (KEI): A kanonikus korreláció alkalmazása a távprognosztikai kutatásban

Károssy Csaba — Kiss Miklós (Berzsenyi D. TKF): Makroszinoptikus helyzetek kódváltozásainak és a napfoltcilusok relatív számainak összefüggés-vizsgálata számítógépes idősoranalízissel

Károssy Csaba — Odor Péter (Berzsenyi D. TKF): A többváltozós lineáris regressziószámítás számítógépes alkalmazása a klimatológiai paraméterek kapcsolatainak vizsgálatában

Triznya József (OMSZ Számítóközpont): Statisztikai programrendszer meteorológusok részére

Bartholy Judit (KMI): Makrocirkulációs helyzetek leírása clusteranalízis és rotált empirikus ortogonális függvények felhasználásával

Dévényi Dezső (KEI): A dinamikus-sztochasztikus előrejelzés matematikai alapjai

Cesar Zuleta (ELTE): Csapadékmérő állomáshálózat optimalizálása Ecuador területére

Tar Károly (KLTE): A korreláció együttható Z transzformáltjának egy meteorológiai alkalmazása

Az igényes, jó színvonalú előadásokat nyílt, érdemi vita követte. Külön ki kell emelni a fiatal szakemberek aktív részvételét.

Az első nap este kerekasztal-beszélgetésen vitatták meg a résztvevők az időjárást módosító hatások statisztikai elemzésének módszereit. A beszélgetést *Ambrózy Pál* vezette, *Faragó Tibor*, *Szentimrey Tamás* és *Markó Tamás* korreferátumaikban ismertették a Paksi Atomerőművel, a Bős-Nagymarosi Vízierőművel és a jégeső-elhárítással kapcsolatos vizsgálatokat.

Az előadások 1—4 oldalas összefoglalóit tartalmazó kis kiadvány jelent meg, amely megtalálható az OMSZ könyvtárában.

Ihász I.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

A kéziratokat a szerkesztőbizottság 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 copiees of the manuscripts, typed with double space, should be sent to the **Editorial Office of Időjárás.** Address: **Budapest, P. O. B. 38. H-1525, Hungary.**

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

Figurens: 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 Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223
Felelős kiadó: Siklósi Norbert vezérigazgató
87.1539., Állami Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329