

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA
93. ÉVF. * 2—3. SZÁM * 1989. MÁRCIUS—JÚNIUS

SPECIÁLIS SZÁM

MATEMATIKAI MÓDSZEREK A METEOROLÓGIÁBAN



SPECIAL ISSUE

MATHEMATICAL METHODS IN METEOROLOGY

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 93. * NO. 2—3 * MARCH—JUNE 1989 * BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő – Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Légtérfizikai Intézet

1675 Budapest Pf. 39.

Telefon: 585-711

SZERKESZTŐBIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD

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

Műszaki szerkesztő – Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38

Előfizetés: 1 évre 744 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként.
Egyes szám ára: 124 Ft

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

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

TARTALOM

CONTENTS

<i>Mészáros Ernő</i> : Előszó	65
<i>Götz Gusztáv</i> : Légköri folyamatok kvalitatív vizsgálata	67
<i>Allan H. Murphy</i> : Valószínűség, statisztika és az időjárás előrejelzése (angol nyelven)	84
<i>Geresdi István–Weidinger Tamás</i> : A meteorológiai folyamatok modellezésében alkalmazott numerikus módszerek	100
<i>Szabó Tibor</i> : Inverz módszer az aktív felszín hőmérsékletén alapuló energiaháztartási egyenlet megoldására	115
<i>Matyasovszky István</i> : Időfüggő diszkrét spektrum alkalmazása éghajlatváltozások jellemzésére	121
<i>Ihász István–Kaba Magdolna</i> : A kanonikus korreláció alkalmazása a távprognosztikai kutatásokban	131
<i>Bartholy Judit</i> : A hemiszférikus hófedettség adatállomány (1968–83) és néhány hatáselemzés a globális és a regionális skálán	143
<i>Szentimrey Tamás</i> : A lineáris analitikus trendvizsgálat néhány elvi-módszertani kérdése	151
<i>Szalai Sándor</i> : Az Északi-félgömb két-dimenziós éghajlati modellje	157
Irodalom	167
Krónika	172

<i>Mészáros, E.</i> : Editorial	65
<i>Götz, G.</i> : Qualitative analysis of atmospheric processes	67
<i>Murphy, A. H.</i> : Probability, statistics and weather forecasting (in English)	84
<i>Geresdi, I.–Weidinger, T.</i> : Numerical methods applied for modelling atmospheric processes	100
<i>Szabó, T.</i> : An inverse method to solve the energy-balance equation using surface temperature	115
<i>Matyasovszky, I.</i> : Application of time dependent discrete spectrum for the examination of climatic fluctuations ...	121
<i>Ihász, I.–Kaba, M.</i> : The use of canonical correlation in the long-range forecasting research	131
<i>Bartholy, J.</i> : A data set of hemispherical snow cover fields (1968–1983) and its possible effects on other meteorological parameters on the global and regional scale	143
<i>Szentimrey, T.</i> : Some methodological questions of linear analytical trend analysis	151
<i>Szalai, S.</i> : Two-dimensional climate model of the Northern Hemisphere	157
Literature	167
Chronicle	172

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2-3. szám 1989. március-június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2-3 March-June 1989 Budapest

Előszó

Az 1988. évi Meteorológiai Tudományos Napok rendezvény a „Matematikai módszerek a meteorológiában” témakörrel foglalkozott. A tudományos konferenciát az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága és az Országos Meteorológiai Szolgálat rendezte. Az előadások olyan fontos témákat érintettek, mint a légköri dinamikus rendszerek matematikai elmélete, a statisztikus matematika és valószínűségszámítás meteorológiai alkalmazása, valamint az információ-feldolgozás és -tárolás számítógépes lehetőségei. Jelen speciális számunk az elhangzott előadásoknak körülbelül a felét tartalmazza.

A rendezvénytől függetlenül a „Kronika” rovatban közöljük K. Ya. Kondratyevnek a SCOPE 7. tavalyi budapesti közgyűléséről készített angol nyelvű beszámolóját, egy nekrológot és egyéb információkat.

Mészáros Ernő
felelős szerkesztő

Editorial

The Meteorological Scientific Days dealt last year with the role of mathematical methods in meteorology. The scientific conference was organized by the Meteorological Scientific Commission of the Department of Earth Sciences and Mining of the Hungarian Academy of Sciences and by the Meteorological Service of Hungary. The lectures were devoted to such important problems like the mathematical theory of atmospheric dynamic systems, the application of statistics and probability theory as well as the possibilities of the information handling and storage by computers. This special issue contains a selection of the papers presented.

Independently of this conference the chronicle paper in English of K. Ya. Kondratyev about the 7th General Assembly of SCOPE held in Budapest, last year is also published, together with a necrology and other information.

E. Mészáros
Editor-in-Chief

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

Légköri folyamatok kvalitatív vizsgálata

GÖTZ GUSZTÁV

Központi Léggörfizikai Intézet
H-1675 Budapest, Pf. 39

A légköri folyamatok kvalitatív analízise a dinamikai rendszerek elméletén alapszik. A dinamikai rendszerek alacsonyrendű modellekre épülnek: a nemlineáris közönséges differenciálegyenletek olyan rendszereire, amelyekben a függő változók száma jelentősen korlátozott. Ezek a modellek alkalmasak arra, hogy segítségével a légkör folyamatait minőségileg helyesen szimuláljuk. Megfigyelési tények gyarapodó száma bizonyítja például, hogy a lassan változó külső kényszerek viszonylag gyors átmeneteket eredményezhetnek a különböző klímaállapotok között. Ezt az érdekes jelenséget az elemi katasztrófaelmélettel lehet értelmezni. A rövidebb időskálákat tekintve régen felismert, de mindeddig elméletileg megmagyarázhatatlan volt a makroszinoptikus helyzetek létezése. Az általános cirkuláció kvalitatív vizsgálata ezeket a perzisztens regionális időjárási rezsimeket az áramlási kép egyensúlyi helyzeteivel azonosítja: adott külső kényszerhez a cirkulációnak több egyensúlyi állapota tartozhat, és ezek közül kettő vagy több stabilis lehet. Az alacsonyrendű légköri modellek hosszú távú integrációja nyomán az is kiderült, hogy determinisztikus rendszerek is tanúsíthatnak sztochasztikus viselkedést. Ez a káosz nevezett jelenség napjainkban a nemlineáris rendszerek kutatásának egyik legérdekesebb témája, és szorosan kapcsolódik az időjárási és éghajlati előrejelezhetőség kérdéséhez.

*

Qualitative analysis of atmospheric processes. The theory of dynamical systems is based on low-order models, which are systems of ordinary nonlinear differential equations which have been simplified by extreme reduction of the number of dependent variables. Such models are often capable of representing atmospheric processes in a qualitatively correct manner. There is, for example, a growing body of empirical support for the concept that slowly changing boundary conditions can sometimes result in relatively rapid transitions between different climate states. The methods of elementary catastrophe theory may be used to illuminate this important problem. On shorter timescales, the existence of persistent regional weather types has long been known but never entirely explained. Qualitative analysis of the general circulation suggests that these weather patterns are associated with the occurrence of a multiplicity of equilibrium states of the circulation for a given driving, of which two or more may be stable. Long-term integration of low-order models of the atmosphere have, in addition, revealed that deterministic systems can exhibit random behaviour. This strange behaviour, also called chaos, is currently one of the most exciting topics in nonlinear systems research, and is strongly connected with the problem of weather and climate predictability.

1. Bevezetés

A meteorológia egyik fontos feladatköre az időjárás és az éghajlat változékonyságának minél hosszabb időtartamra szóló megbízható előrejelzése, továbbá az előrejelzések sikerességének növelése érdekében a légköri folyamatok mechanizmusának alapos megismerése. E két célkitűzés elérése teljesen eltérő metodikát igényel. Gyakorlatilag hasznos (tehát részletes tér- és időbontású, az összes lényeges állapotjelzőre kiterjedően helyes numerikus értékeket szolgáltató) prognózisokat olyan modellektől remélhetünk, amelyek a valóságot adekvát formában képesek szimulálni. A légkör nagyméretű, nemlineáris, kényszerített disszipatív folyadékrendszer, amelynek a viselkedését a belső dinamikai folyamatok, továbbá a légkörrel érintkező, különböző termikus és kinematikai tehetetlenségű földi szférákkal (a kontinentális felszínnel, valamint a hidro- és krioszférával) létrejövő kölcsönhatások alakítják. A hierarchia csúcán álló általános cirkulációs modellek e valóságból tartalmazzák mindazt, amit az elmélet, a megfigyelési technika és a számítástechnika jelenlegi szintje megenged. Ezért a prognosztikai célokat szolgáló modelles család kormányzó egyenleteinek jellemző vonása a *nagyfokú bonyolultság*.

Elméleti ismereteink további tökéletesítéséhez azonban az általános cirkulációs modellek — éppen a bonyolultságuk magas foka miatt — általában alkalmatlanok. Egy-egy megfigyelt jelenség alaposabb megismerése elsősorban a *szisztematikusan egyszerűsített* kormányzó egyenletek elemzésétől várható. Ezek az egyszerűsített modellek természetesen nem tudják a légkörben ténylegesen lejátszódó eseményeket *kvantitatív formában* szimulálni, segítségükkel gyakorlati célú prognózisok nem készíthetők. Ezzel szemben lehetővé teszik, hogy egy bonyolult hidrodinamikai rendszer alapvető viselkedéséről különben rejtve maradó *kvalitatív képet* alkossunk. A légköri folyamatok kvalitatív vizsgálata az elmúlt negyed évszázad során nem csak elméleti meteorológiai ismereteinket gazdagította, hanem olyan kutatások megindítására ösztönzött, amelyek nyomán klasszikus fizikai témák is új megvilágításba kerültek.

2. A kvalitatív vizsgálatok alapegyenletei

Elméleti meteorológiai szempontból a légkör olyan hidrodinamikai rendszert alkot, amelynek a viselkedését fizikai törvények határozzák meg. Egy véges tömegű, zárt hidrodinamikai rendszert matematikailag kezelhetünk úgy, mint a molekulák igen nagy számú, de véges kollekciónak; ebben az esetben az individuális molekuláris mozgásokat kormányzó törvények a közönséges differenciálegyenletek véges számú készletével írhatók le. Ezek az egyenletek azonban általában rendkívül nehezen kezelhetők, ezért a molekulák halmazát rendszerint a tömeg folytonos eloszlásával közelítjük. A fizikai törvények ekkor parciális differenciálegyenletek rendszerével lesznek kifejezhetők, és ebben a rendszerben olyan mennyiségek válnak függő változókká, mint a p nyomás, a ρ sűrűség és a \mathbf{v} sebességvektor. Erre az eljárásra ismert példa az áramlási mező fejlődésének a Navier-Stokes egyenlettel történő leírása:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} - \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \mathbf{v}, \quad (1)$$

ahol t a független változóként tekintett idő, μ pedig a közeg viszkozitási együtthatója.

Az (1) típusú nemlineáris parciális differenciálegyenletek megoldására az analitikus eljárások csak nagyon korlátozott lehetőséget nyújtanak. Az elektronikus számítógépek elterjedése azonban lehetővé tette, hogy a megoldásokat különböző numerikus módszerek alkalmazásával állítsuk elő. Az itt követett eljárás lényege, hogy a hidrodinamikai rendszer folytonos függő változóit újonnan megválasztott $x_i(t)$ függő változók véges készletével ($i = 1, 2, \dots, n$) helyettesítjük, ahol x_i jelentheti vagy az eredeti folytonos változóknak egy kijelölt rácshálózat pontjaiban felvett diszkrét értékeit, vagy pedig a folytonos változók ortogonális sorfejtésében megjelenő együtthatókat. Például, ha az (1) parciális differenciálegyenlet megoldását jelentő $\mathbf{v}(\mathbf{r}, t)$ áramlási mezőt az \mathbf{r} helyzetvektortól függő φ_i függvények segítségével a

$$\mathbf{v}(\mathbf{r}, t) = \sum_{i=1}^n A_i(t) \varphi_i(\mathbf{r}) \quad (2)$$

alakú véges sorba fejtjük, majd ezt a sorfejtést behelyettesítjük az (1) egyenletbe, akkor az új függő változókként megjelenő $A_i(t)$ amplitúdókra a

$$\frac{dA_i}{dt} = f_i(A_i) \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (3)$$

nemlineáris közönséges differenciálegyenlet-rendszer vezethető le. A (3) típusú egyenletrendszer sokkal egyszerűbb, mint amelyik az individuális molekuláris mozgásokat írja le.

Általánosságban az x_i ($i = 1, 2, \dots, n$) állapotváltozókkal (belső paraméterekkel) jellemzett hidrodinamikai rendszer állapotváltozását maguknak az x_i változóknak, továbbá az u_j ($j = 1, 2, \dots, m$) kontroll-paramétereknek (külső paramétereknek) és a t időnek a függvényében leíró

$$\frac{dx_i}{dt} = f_i(x_i; u_j, t) \quad (i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m) \quad (4)$$

közönséges differenciálegyenletek rendszerét n -edrendű *dinamikai rendszernek* nevezzük (Hirsch és Smale, 1974). A dinamikai rendszerek elméletét Henri Poincaré alapozta meg az 1880-as években, és az elmélet az elmúlt évtizedekben ismét az érdeklődés előterébe került. Az alapvető célt annak a problémának a meghatározása jelenti, hogy milyen lesz a rendszert kormányzó egyenletek megoldásainak *aszimptotikus viselkedése*, miközben $t \rightarrow \infty$, vagy más megfogalmazásban: milyen lesz a transziens folyamatok elhalását követően a rendszernek az időtől nem szükségképpen független *állandósult állapota*. E probléma kezeléséhez szemléletes segítséget nyújt a fázistér fogalmának bevezetése: *fázistérnek* (vagy *állapottérnek*) nevezzük a (4) egyenletekben szereplő x_1, x_2, \dots, x_n függő változók által kifeszített n -dimenziós absztrakt teret – ezért a (4)-et n -dimenziós dinamikai rendszernek is szokták nevezni. A fázistérben a rendszer állapotát egy pont, állapotváltozását pedig egy görbe (trajektória) szemlélteti; a periodikus állapotváltozások a fázistérben zárt görbéként jelennek meg. A rendszer aszimptotikus viselkedésének leírását tehát a $t \rightarrow \infty$ -hez tartozó fázistérbeli ponthalmaz jellemzése jelenti.

Ha létezik olyan $\tau > 0$ időintervallum, hogy $f_i(x_i; t) = f_i(x_i; t + \tau)$ minden i -re és minden t -re, akkor a (4) dinamikai rendszer *periodikus*. Az időben periodikus viselkedésű rendszerek a dinamikai rendszereknek egy speciális osztályát alkotják. A légkör folyamatai például általában nem tekinthetők periodikusak és ez a körülmény nagyon megnehezíti az aszimptotikus viselkedésre vonatkozó vizsgálatokat. Ezért a következőkben feltételezzük, hogy az f_i függvények függetlenek az időtől. Az így adódó egyenletek:

$$\frac{dx_i}{dt} = f_i(x_i; u_j) \quad (i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m) \quad (5)$$

^a lakú rendszerét *autonóm dinamikai rendszernek* nevezzük. Az (5) kormányzó egyenletek megoldásainak tanulmányozása már sok érdekes következtetésre nyújt lehetőséget.

Az (5)-ben szereplő f_i függvények gyakran öltenek olyan formát, mintha egy erő összetevői lennének. Ismeretes, hogy a klasszikus mechanikában rendkívül hasznos egyszerűsítésekre nyílik mód, ha az erő egy potenciálból vezethető le. Ezért adott esetben élhetünk azzal a feltételezéssel, hogy az (5)-ben megjelenő összes f_i függvény valamely $V(x_i; u_j)$ potenciálfüggvény negatív gradienseként állítható elő:

$$f_i = -\frac{\partial V(x_i; u_j)}{\partial x_i}. \quad (6)$$

A (6) feltétellel nyert

$$\frac{dx_i}{dt} = -\frac{\partial V(x_i; u_j)}{\partial x_i} \quad (i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m) \quad (7)$$

rendszert *gradiens rendszernek* nevezzük.

A hidrodinamikai folyamatok *kvalitatív vizsgálata* az (5) és a (7) egyenlet-rendszerekre épül, és feltételezi, hogy mind a rendszer állapotát jellemző x_i változók n száma, mind pedig a rendszer tulajdonságait és külső vezérlését jellemző u_j kontroll-paraméterek m száma jelentősen korlátozott. A belső paraméterek számának korlátozása a rendszer szabadsági fokainak redukálását jelenti, és technikailag például úgy valósítható meg, hogy a (2) típusú sorfejtéseket erősen csonkítjuk. Az így adódó egyszerűsített (kis dimenziószámú) dinamikai rendszereket a meteorológiában *alacsonyrendű modelleknek* nevezzük. Az ezekkel a modellekkel végzett vizsgálatok egyik különösen fontos témája a rendszer $dx_i/dt = 0$ egyensúlyi állapotainak a megkeresése, valamint annak a kérdésnek az elemzése, hogy az egyensúlyi állapotok hogyan viselkednek a kis belső perturbációkkal (a zajhatásokkal) szemben (milyen a rendszer *belső stabilitása*), illetve az egyensúlyi állapotok miként függnek az u_j kontroll-paraméterektől (milyen a rendszer *strukturális stabilitása*).

3. Gradiens rendszerek kvalitatív elemzése

A természetben gyakran megfigyelhető jelenség, hogy a kontroll-paraméterek valamelyikének lassú megváltozása során egy kritikus értéknél a rendszer viselkedésében *ugrásszerű*, minőségi változás következik be (például a víz adott

hőmérséklet átlépésével fázist vált, a lamináris áramlás a Reynolds-szám meghatározott értékénél turbulenssé válik). Az ilyen típusú jelenségek, bármennyire is tipikusak és fontosak, sokáig nem voltak matematikailag kezelhetők. A rendszert kormányzó differenciálegyenletek ugyanis csak a sima és folytonos változásokat írják le, mivel megoldásaik csak differenciálható függvények lehetnek. Ezért is keltett nagy feltűnést René Thom 1972-ben publikált *Stabilité Structurelle et Morphogénèse* c. munkája, amelyben a francia matematikus topológiai alapon módszert ismertetett a hirtelen változások elemzésére, és amely a nem túlságosan szerencsés *katasztrófaelmélet* elnevezést kapta.

A katasztrófaelmélet azt vizsgálja, hogy egy gradiens rendszerben az u_i kontroll-paraméterek módosulásával hogyan változnak meg a $V(x_i; u_j)$ potenciálfüggvény $x_i(u_j)$ egyensúlyi állapotai. Thom kimutatta, hogy ha a kontrollparaméterek száma nem nagyobb ötnél, akkor a rendszer viselkedésében hét különböző típusú ugrás következhet be; ezeket *elemi katasztrófáknak* nevezzük (Zeeman, 1976; Gilmore, 1981; Thompson, 1982).

Az elemi katasztrófák közül az elméleti meteorológiában leggyakrabban négy (ún. *csúcsjellegű*) katasztrófátípussal találkozunk, amelyeknél a kontrollparaméterek száma rendre 1, 2, 3 és 4. Tekintsük itt ezek közül a *csúcskatasztrófa* esetét: ekkor a kontrollparaméterek száma $m = 2$ (u_1 és u_2), és az egyszerűség kedvéért tételezzük fel, hogy a rendszer állapotát $n = 1$ változó (x) jellemzi. Ebben az esetben az állapotváltozást a (7) egyenlet

$$\frac{dx}{dt} = -\frac{\partial V(x; u_1, u_2)}{\partial x} \quad (8)$$

formája írja le, ahol a potenciálfüggvény

$$V(x; u_1, u_2) = \frac{1}{4}x^4 - \frac{1}{2}u_1x^2 - u_2x \quad (9)$$

alakú. A rendszer egyensúlyi állapotait (a $dx/dt = 0$ stacionárius állapotokat) a

$$\frac{\partial V}{\partial x} = x^3 - u_1x - u_2 = 0 \quad (10)$$

egyenlőséget kielégítő E_V ponthalmaz alkotja, az $(x; u_1, u_2)$ térben elhelyezkedő E_V felület szinguláris pontjai pedig azok, ahol

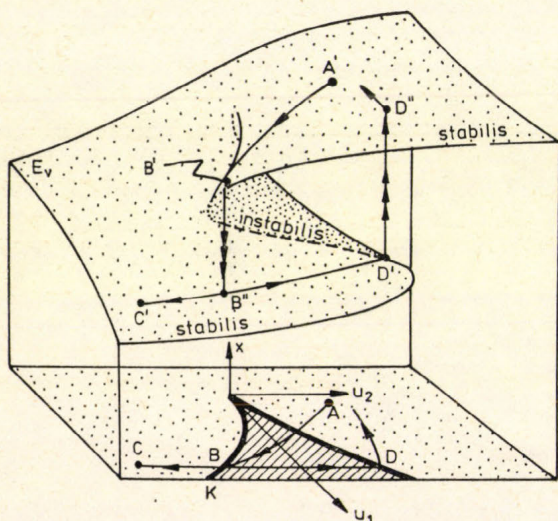
$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = 3x^2 - u_1 = 0. \quad (11)$$

Az E_V felület elhelyezkedését az $(x; u_1, u_2)$ térben az 1. ábra szemlélteti. Mivel a rendszer fizikailag valós (egyensúlyi) állapotai mindig az E_V felületen maradnak, ezt *állapotfelületnek* (vagy *viselkedési felületnek*) szokás nevezni, míg (u_1, u_2) az ún. *kontroll-sík* (vagy *paraméter-sík*). Az állapotfelület szinguláris ponthalmazának vetületét a kontroll-síkon a (10) és a (11) egyenletekből adódó

$$27u_2^2 - 4u_1^3 = 0 \quad (12)$$

összefüggés jellemzi. Ennek a K halmaznak az alakjáról nyerte ez az eset a *csúcskatasztrófa* elnevezést.

A K halmaz a kontrollsíkot két tartományra osztja. A „külső” (nem bevonalkázott) rész fölött az E_V felület egyrétűen helyezkedik el, pontjaiban $\partial^2 V/\partial x^2 > 0$: a V függvénynek minimuma van; ezek az állapotpontok stabilis egyensúlyt képviselnek. Ezzel szemben a K halmazon „belüli” (bevonalkázott) tartomány fölött az E_V felület meggyűrődve három réteget alkot. Az alsó és a felső rétegen elhelyezkedő pontokban $\partial^2 V/\partial x^2 > 0$: a rendszer a kontrollparaméterek ugyanazon értékeinél két stabilis egyensúlyi állapotot vehet fel. A középső réteg pontjaiban $\partial^2 V/\partial x^2 < 0$: a V függvény minimumot mutat; ezekben az instabilis egyensúlyú pontokban a zajhatás miatt a rendszer állapota nem maradhat meg tartósan.



1. ábra: Az elemi katasztrófaelmélet csúcskatasztrófa modellje. Az alsó (u_1, u_2) sík a paramétersík, a felső gyűrődött E_V felületen a rendszer egyensúlyi állapotai helyezkednek el. A K halmazon belül a rendszernek három egyensúlyi állapota van. Ha a paraméterértékek úgy változnak, hogy az (u_1, u_2) síkon mozgó pont a K bifurkációs halmazt belülről kifelé átlépi, akkor a rendszer állapota az E_V felület egyik stabilis tartományáról a másikra ($B' \rightarrow B'', D' \rightarrow D''$) hirtelen lép át: a rendszer állapotában katasztrófaugrás következik be

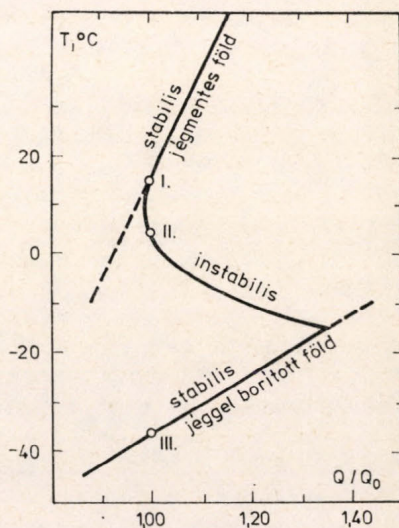
Tekintsük az 1. ábrán a rendszernek az (u_1, u_2) kontrollparaméterek adott értékei (a paramétersíkban az A pont) által meghatározott (a viselkedési felületen az A' ponttal jelölt) x állapotát. Miközben a paramétersíkon az A pont a B pontba mozog, a rendszer állapota a viselkedési felületen az A' pontból a B' pont felé tart, amely a gyűrődés peremén helyezkedik el. Ha ezt követően a kontrollpont elemi megváltozása olyan, hogy a C pont felé elmozdulva a kritikus B pontban átlépi a K halmazt, akkor a rendszer állapota az E_V felület felső rétegének B' pontjából az alsó felület B'' pontjába zuhan le: *katasztrófaugrást tanúsít*. Hasonló jelenség következik be, amikor a kontrollpont a C pont felől a kritikus D pontba ér, és ott átlépi a K halmazt: a rendszer a C' állapotból a D' állapotba simán megy át, majd *ugrásszerűen* a D'' állapotot veszi fel. Látjuk tehát, hogy a katasztrófaugrás jelensége akkor következik be, amikor a rendszer állapotát képviselő pont a viselkedési felület stabilis tartományának „szélére” kerül, tehát amikor a kontrollparaméterek megváltoztatásával a K halmazt „belülről kifelé” lépjük át.

Az elméleti meteorológiában a gradiens rendszer tipikus példái a fizikai térben nulladimenziós *energiaegyensúlyi klímamodellek* (North et al., 1981). Ebben a modelleszalásban a rendszert egyetlen x állapotváltozó, a T globális

felszíni középhőmérséklet jellemzi, amelynek értékét az éghajlati rendszer $R \downarrow = R \uparrow$ sugárzási egyensúlya határozza meg:

$$c \frac{dT}{dt} = R \downarrow - R \uparrow. \quad (13)$$

Itt $R \downarrow = Q_0(1 - a_p)$ a napsugárzásból származó nettó energiabevétel, ahol $Q_0 = \sigma_0/4$ (σ_0 a napállandó), $a_p = a - bT$ pedig a planetáris albedó, ahol az a és b paraméterek a krioszféra és a felszíni albedó közötti visszacsatolást jellemzik; $R \uparrow = \varepsilon\sigma T^4$ a termikus kisugárzásból származó nettó energiavesztés, ahol σ a



2. ábra: Egy jég-albedó visszacsatolást tartalmazó nulladimenziós éghajlati modell egyensúlyi megoldásainak függése a napállandó értékétől. A rendszer T hőmérséklete a szaggatott görbeszakaszokat végtelen értékű horizontális hőtranszport (izotermikus légkör) esetén követi

Stefan-Boltzmann állandó, ε pedig a rendszer effektív emisszivitása; végül c a rendszer hőkapacitása. Ilyenformán (13) a

$$\frac{dT}{dt} = f(T; Q_0, \varepsilon, a, b, c) = \frac{1}{c} [Q_0(1 - a) + Q_0 b T - \varepsilon \sigma T^4] \quad (14)$$

nemlineáris közönséges differenciálegyenlethez vezet, amelyben a Q_0 , ε , a , b és c kontroll-paraméterek határozzák meg az éghajlati rendszer $x = T$ állapotának viselkedését. Egy $dT/dt = 0$ egyensúlyi klímaállapot kialakításában a rendszer termikus tehetetlenségét jellemző c paraméternek csak késleltető szerepe van, a többi kontroll-paraméter pedig az

$$\left. \begin{aligned} u_1 &= \frac{Q_0 b}{\varepsilon \sigma} \\ u_2 &= -\frac{Q_0}{\varepsilon \sigma} (1 - a) \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

kombinációkba vonható össze. A (14)-ben megjelenő $f(T)$ függvény egy $V(T; u_1, u_2)$

potenciál gradiens rendszereként értelmezhető, és az egyensúlyi klímaállapot feltétele, hogy

$$\frac{\partial V}{\partial T} = T^4 - u_1 T + u_2 = 0 \quad (16)$$

legyen (Fraedrich, 1978).

A (14) egyenlettel kormányzott éghajlati modell a jelenlegi földi klíma strukturális stabilitásáról a napállandó Q értékének függvényében a 2. ábrán szereplő képet eredményezi. A napállandó mai $Q = Q_0$ értékénél az éghajlatnak az *I*, *II* és *III* pontokkal jelölt három egyensúlyi állapota létezik. Ezek közül *I* a ma uralkodó 15 fokos középhőmérsékletű stabilis klíma, a *II* instabilis éghajlati egyensúlyt, a *III* pedig egy stabilis mélyhűlt éghajlati állapotot képvisel. A napállandó 2–10%-os csökkenése (ez az érték a modellt kormányzó egyenletben alkalmazott jég-albedó visszacsatolás mechanizmusától függ) a klímát katasztrófaugrással az egyedül megmaradó mélyhűlt állapotba vezeti át (Ghil, 1981). Ez az egész földfelszínen jégtakaró kialakulásával járó éghajlat a múltban soha nem fordult elő, és reméljük, hogy az emberi tevékenység a jövőben nem fog a légkör rövidhullámú optikai tulajdonságaiban Q ilyen mértékű redukciójával egyenértékű módosulást létrehozni.

Földünk éghajlata az elmúlt százmillió éves időszak egészét tekintve hűlő tendenciát mutat (Götz, 1988). Ezt a nagyon lassú ($-0,2 \cdot 10^{-3}$ fok/évszázad értékű) hűlési periódust ugyanakkor számos hirtelen bekövetkezett klímaváltozás is jellemezte; ezek egy részét újabban kozmikus hatásokkal magyarázzák (Géczy, 1988). Elképzelhető azonban, hogy az éghajlati állapot ugrásszerű módosulásainak egy része a teresztrikus határfeltételek lassú megváltozását kísérő katasztrófaugrás volt, és az elmúlt évek során több kísérlet is történt arra, hogy e feltételezést egyszerűsített klímamodellek egyensúlyi megoldásainak kvalitatív vizsgálatával igazolják (Crowley és North, 1988).

4. Autonóm dinamikai rendszerek kvalitatív elemzése

Az a (6) feltétel, hogy a dx_i/dt állapotváltozást leíró egyenletek jobb oldala egy potenciálfüggvény gradiense legyen, a légköri mozgások dinamikájában nagyon erős korlátozást jelent. A légkör mozgásfolyamatainak tanulmányozásánál, amikor az állapotváltozás a levegőrészecskék helyzetváltoztatását jelenti, az x_i belső paraméterek szerepét az x helyzetvektor összetevői (a térkoordináták) játszhatják, és ebben az esetben a (7) egyenlet megköveteli, hogy $dx/dt = v = \text{grad } \varphi$ legyen, ahol φ a v sebességvektor sebességpotenciálja. A sebességpotenciál létezésének feltétele az áramlás rotációmentessége, tehát gradiens rendszerek alkalmazása nem teszi lehetővé az örvényes áramlások vizsgálatát. Ezért a következőkben a (6) feltételezést elvetjük, és az (5) alakú autonóm dinamikai rendszerek elemzésére térünk át.

4.1. *A dinamikai rendszerek osztályozása.* A valóságos hidrodinamikai rendszerek minden esetben *disszipatív rendszerek*: azokban mindig fellép a sűrűlódásos disszipáció (hacsak a rendszer nem mozog merev testként), és mindig fellép a termikus disszipáció (hacsak a rendszer nem marad állandó hőmérsékleten). Bizonyos feladatok megoldásához jó közelítéssel lehet a rendszer disszipációját

elhanyagolni, és a rendszert *konzervatívnak* tekinteni, amelyben valamely E pozitív definit mennyiség (például a rendszer teljes energiája, vagy az energia valamely formája) az idővel nem változik.

A disszipációs folyamatok révén a valóságos hidrodinamikai rendszerek elveszítik konzervatív jellegüket. Ha csak disszipatív folyamatok lépnek fel, akkor a rendszer végül is stacionárius állapotba kerül. A valóságos hidrodinamikai rendszerek széles körére azonban külső kényszerek is hatnak. Ilyen *kényszerített* (vagy *gerjesztett*) rendszert alkot a légkör is: energiájának elsődleges forrása (a rendszer primér termikus kényszere) a napsugárzás; ezen kívül a rendszer viselkedését egy sor mechanikai (például orografikus) kényszer szabályozza.

A *kényszerített disszipatív rendszerek* között kitüntetetten fontos szerepet játszanak a *korlátos rendszerek*. Korlátosnak nevezzük a rendszert, ha minden olyan esetben, amikor E elér vagy meghalad egy kritikus E_{krit} értéket, akkor a disszipáció hatékonyabban járul hozzá E redukálásához, mint ahogy a gerjesztés E értékét növeli. A következőkben mindig feltételezzük, hogy a vizsgált dinamikai rendszer korlátos.

Korlátos rendszerek esetében léteznek a rendszer fázissterében bizonyos pontok, amelyeket az állapotváltozás trajektóriája $t \rightarrow \infty$ során ismételtelen, tetszőlegesen kicsiny távolságra megközelít. Ezeket a pontokat a rendszer *attraktív halmazának* (vagy *attraktorának*) nevezzük, azt a fázissterbeli környezetet pedig, ahonnan az attraktor a trajektóriákat magához vonzza, a rendszer *attraktivitási* (vagy *vonzási*) *tartomány*a. A dinamikai rendszerek attraktorainak klasszikus típusai: (a) a *fixpont*, amikor az (5) egyenleteknek $t \rightarrow \infty$ -re konstans a megoldása; (b) a *határciklus* (zárt görbe), amikor $t \rightarrow \infty$ -re a megoldások periodikusak; és (c) egy *többdimenziós tórusz*, amikor a megoldások határértékét több, egymástól független frekvenciájú oszcilláció egymásra helyeződése alkotja, tehát a megoldások kváziperiodikus viselkedésűek (Parker és Chua, 1987).

A fentiekből következik, hogy egy korlátos dinamikai rendszer állandósult állapotát az attraktor jellegével és számával, továbbá fázissterbeli elhelyezkedésével és vonzási tartományának kiterjedésével lehet jellemezni. Például e fogalmak alkalmazásával a 3. fejezetben tárgyalt nulladimenziós modellel definiált éghajlati rendszer attraktorai az E_V felület $\partial^2 V / \partial x^2 > 0$ tartományai; a rendszernek a K halmazon belül két attraktora van, és hogy ezek közül a rendszer melyiket választja, azt a kezdőfeltételek döntik el.

4.2. *Az általános cirkuláció kvalitatív vizsgálata.* A légkör gyakorlatilag végtelen szabadsági fokú geofizikai folyadékrendszer, amelyben a mozgás KE kinetikus energiáját a HPE hasznosítható potenciális energiát termelő hőforrások tartják fenn a termikus és mechanikai disszipációval szemben, és amely korlátos rendszer ($KE < KE_{\text{krit}}$, mivel $KE > KE_{\text{krit}}$ esetén a KE disszipációja gyorsabb, mint a $HPE \rightarrow KE$ transzformáció folyamata). A disszipatív rendszerek alapvető tulajdonsága, hogy fázissterük egy kiszemelt tartományának a térfogata az idővel csökken. Ha ismét alkalmazzuk a $v = dx/dt$ jelölést, akkor az (5) egyenletrendszer a fázisster minden pontjához egy $v = f(x)$ sebességvektort rendel, vagyis a fázissterben egy áramlási teret definiál. Ezzel a terminológiával élve a fázissterbeli térfogatelemek zsugorodásának folyamata úgy is megfogalmazható, hogy a disszipatív rendszerek $v(x)$ áramlási tere nem forrásmentes, hanem általában $\text{div } v < 0$.

A disszipáció folyamatának karakterisztikus τ időskáláját $|\operatorname{div} \mathbf{v}| = 1/\tau$ határozza meg. Amennyiben a rendszer viselkedését a $t \ll \tau$ időtartamon belül vizsgáljuk, akkor a disszipáció figyelmen kívül hagyható (és természetesen a külső gerjesztést sem vesszük számításba), tehát a rendszer konzervatívnak tételezhető fel. A dinamikus meteorológia számos tétele alapul erre a feltételre, és az első rövid távú numerikus prognosztikai modellek is egy konzervatív (adiabatikus és súrlódásmentes) rendszerre épültek (Eliassen és Kleinschmidt, 1957).

A légkör nagytérségű mozgását leíró hidrodinamikai egyenletek szisztematikus egyszerűsítésének eljárását Lorenz (1960, 1982) dolgozta ki. Az általános cirkuláció Lorenz-féle harmadrendű modellje (Lorenz, 1984) valószínűleg a létező legegyszerűbb rendszer, amely még reprezentálni képes a légkör planetáris skálájú áramlásának legfontosabb összetevőit: a tengelyszimmetrikus Hadley-cirkulációt, és az erre ráhelyeződő szinoptikus skálájú hullám-diszturbációkat. Tételezzük fel, hogy a horizontális áramlási mező Ψ áramfüggvényét az ortogonális függvények

$$\Psi = x_1 \cos k\eta + x_2 \cos l\xi + x_3 \sin l\xi \sin k\eta \quad (17)$$

sora írja le, ahol ξ és η a kelet és az észak felé irányuló térkoordináta, k és l pedig valós állandók. A (17) áramfüggvény első tagja független ξ -től, tehát zonális áramlást reprezentál, amelynek meridionális sebesség profilja rögzített, intenzitása azonban változhat. A második és a harmadik tag a zonális áramlásra helyeződő diszturbációkat írja le. Ilyenformán a teljes (17) függvényt olyan hullámot reprezentál, amelynek alakja és fázisa a nemlineáris kölcsönhatások nyomán változhat.

A három-dimenziós spektrális Lorenz-modellt a

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx_1}{dt} &= -x_2^2 - x_3^2 - ax_1 + aF \\ \frac{dx_2}{dt} &= x_1x_2 - bx_1x_3 - x_2 + G \\ \frac{dx_3}{dt} &= bx_1x_2 + x_1x_3 - x_3 \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

nemlineáris közönséges differenciálegyenletek kormányozzák, ahol az x_i változók úgy vannak skálázva, hogy együttthatóik egységnyiek legyenek. Fizikailag x_1 a tengelyszimmetrikus Hadley-cirkuláció (a zonális áramlás) intenzitását, x_2 és x_3 pedig az erre ráhelyeződő nagytérségű örvények (Rossby-hullámok) láncolatának koszinusz- és szinuszfázisait jelentik. Az a , b , F és G mennyiségek a rendszer kontroll-paraméterei. Ha $a < 1$, akkor a zonális áramlás az örvényeknél lassabban disszipálódik; ha $b > 1$, akkor a hullámok áthelyeződése gyorsabb, mint az amplitúdójuk növekedése. A termikus és mechanikai disszipációt a lineáris tagok reprezentálják, míg a rendszer termikus gerjesztésének a földtengegyre szimmetrikus összetevőjét F , aszimmetrikus összetevőjét pedig G jelenti. A rendszer korlátos: $(x_1^2 + x_2^2 + x_3^2)/2$ teljes energiája egy kritikus érték fölött csökken.

Az általános cirkuláció egyensúlyi helyzetei. A (18) autonóm dinamikai rendszer egyensúlyi helyzetei a $dx_i/dt = 0$ feltételből adódnak; ebben a stacionárius állapotban

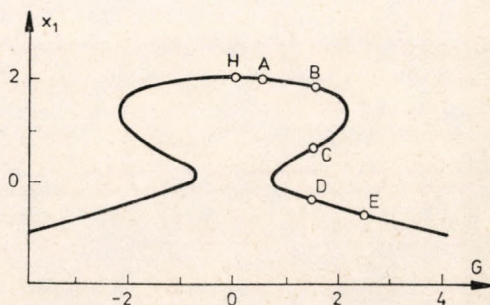
$$x_2 = \frac{(1-x_1)G}{1-2x_1+(1+b^2)x_1^2}, \quad (19)$$

$$x_3 = \frac{bx_1G}{1-2x_1+(1+b^2)x_1^2}, \quad (20)$$

míg x_1 kielégíti az

$$a(F-x_1)[1-2x_1+(1+b^2)x_1^2]-G=0 \quad (21)$$

harmadfokú egyenletet. A zonális áramlás x_1 intenzitását a G aszimmetrikus termikus kényszer függvényében – az a , b és F kontrollparaméterek rögzített értékei mellett – a 3. ábrán mutatjuk be.



3. ábra: A cirkumpoláris zonális áramlás x_1 intenzitásának függése a G aszimmetrikus termikus kényszertől a (18) egyenletrendszer egyensúlyi megoldásai esetén, ha $a = 0,25$, $b = 4,0$ és $F = 2,0$ (Lorenz, 1984 nyomán)

$G = 0$ esetén egyetlen stacionárius megoldás van: $x_1 = F$, $x_2 = x_3 = 0$. Ez az ábrán H -val jelölt megoldás a tengelyszimmetrikus Hadley-cirkulációt jelenti, amely $F > 0$ értékeire egyensúlyt képvisel: a zonális áramlás perturbálásával (x_2 és x_3 nullától eltérő értékeinek bevezetésével) $x_2^2 + x_3^2$ értéke (a Rossby-hullámok kinetikus energiája) növekedni kezd. Ez a kép összhangban áll Vilhelm Bjerknes 1937-ben kidolgozott elméletével, amely szerint a légkörben szimmetrikus cirkuláció nem maradhat fenn.

Feltéve, hogy F értéke a b -től függően egy kritikus küszöböt meghalad, G nullától különböző kis értékeire továbbra is csak egyetlen (a Hadley-cirkulációhoz közel álló) stacionárius megoldás van, amelyet az ábrán A jelöl, és amely ugyancsak instabilis: a zonális áramlás kis diszturbációi rövid időn belül Rossby-hullámokká fejlődnek. Az érdekes helyzet G közepes értékeinél jelenik meg. Ekkor az aszimmetrikus hőközlés intenzitásának meglehetősen széles intervallumára a (21) egyenletnek három megoldása van; ezek közül az ábrán C -vel jelölt megoldás instabilis egyensúlyú, a B és a D megoldás azonban stabilis lehet. A B , C és D állapotok együttes létezése az áramlási rendszer többszörös egyensúlya néven vonult be a szakirodalomba.

A G nagy értékeinél ismét csak egyetlen stacionárius megoldás (E) létezik.

Az áramlási rendszer többszörös egyensúlya. Időjárási rezsimek. Azt az érdekes tényt, hogy a légkör nagytérségű áramlási rendszerének egynél több stabilis egyensúlyi állapota létezhet, Charney és DeVore (1979) fedezte fel egy a (18)-hoz hasonló egyszerű dinamikai rendszerben, amelyben azonban az aszimmetrikus kényszer nem termikus, hanem mechanikai (orografikus) jellegű volt. A talált

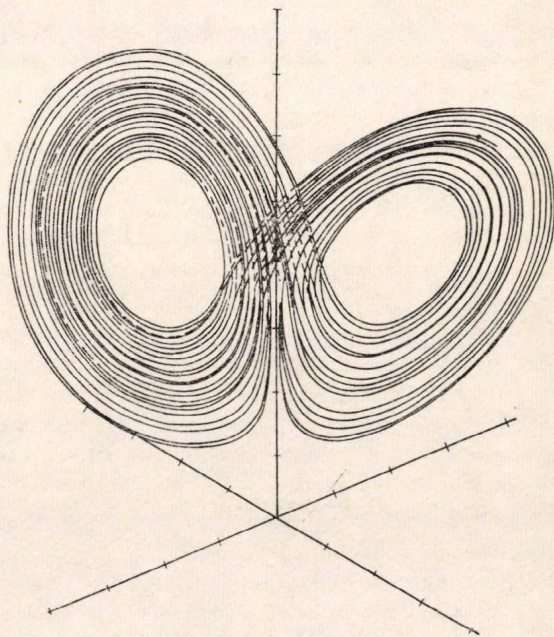
két stacionárius áramlási kép teljesen eltérő: a 3. ábrán szereplő *D* megoldás alacsony zonális indexű cirkulációnak felel meg, amelyben az áramlásnak számottevő a hullám összetevője (ún. *blocking-helyzet*); a *B* megoldás egy magas zonális indexű elrendeződést mutat, amikor gyenge az áramlás hullámzása. A felfedezés azért keltett nagy figyelmet, mert az általános cirkuláció hagyományos kvantitatív elméletének keretein belül nem tudjuk megokolni a légkörben kialakuló ilyen jellegű tartós anomáliákat, nem lehet magyarázatot adni azokra a szinoptikus meteorológusok által jól ismert perzisztens és visszatérő regionális időjárás típusokra („makroszinoptikus helyzetekre”), amelyeket például a *Franz Baur* által definiált *Grosswetterlage*-k képviselnek (*Baur*, 1951).

Mivel a légkörben a *B* és *D* megoldásoknak megfelelő állapotok váltakozva követik egymást, ezért ezeknek a perzisztens állapotoknak az egyensúlya valószínűleg metastabilis. *Charney* és *DeVore* (1979), valamint *Charney* és *Straus* (1980) feltételezése szerint a kisebb skálájú perturbációkkal szembeni baroklin instabilitás, *Hart* (1979) számításai szerint pedig a kontrollparaméterek valamelyikének lassú megváltozását kísérő katasztrófaugrás vezeti át az áramlási képet az egyik egyensúlyi állapotból a másikba. Ezzel szemben *Reinhold* és *Pierrehumbert* (1982) véleménye szerint a tranziens szinoptikus skálájú hullámok nem csak a váltásokban játszanak alapvető szerepet, hanem maguknak a nagytérségű perzisztens áramlási helyzeteknek a szerkezetéért és fennmaradásáért is felelősek; ezek az áramlási helyzetek az *időjárás rezsimek* nevet viselik (*Reinhold*, 1987).

A nagytérségű áramlási rendszer többszörös egyensúlya és az időjárás rezsimek az elmúlt tíz év elméleti meteorológiai vizsgálatainak egyik leginkább kutatott – és legtöbbet vitatott – témája lett. Többek véleménye szerint a többszörös egyensúly nem más, mint az erősen csonkított spektrális modellek matematikai műterméke, amely elsősorban egy barotrop légkör sajátossága, és a kontrollparamétereknek csak bizonyos értéktartományaiiban (elég erős termikus és orografikus kényszernél, eléggé alacsony viszkozitásnál) jelenik meg (*Tung* és *Rosenthal*, 1985; *Cehelsky* és *Tung*, 1987). A másik álláspont értelmében a nagytérségű áramlásnak tényleg létezik több egyensúlya, ezek száma és megjelenési formája a modell bonyolultságától függ (pl. *Holloway* és *Eert*, 1987; *Cai* és *Mak*, 1987), és a perzisztens anomáliák (időjárás rezsimek) kialakulása a valóságos légkör kisméretű változékonyságának jellemző vonása (*Mo*, 1986; *Ghil*, 1987; *Mo* és *Ghil*, 1987).

Az általános cirkuláció dinamikai modelljének attraktív halmaza. A (18) egyenletekkel kormányzott rendszer állandósult viselkedésének felderítése érdekében *Lorenz* (1984) az egyenleteket igen hosszú időtávra (több száz évre) integrálta. Arra az eredményre jutott, hogy a *G* aszimmetrikus termikus kényszer kritikus értékénél és az integrációs időnek a növelésével a megoldások fokozatosan elveszítik a periodikus, majd a kváziperiodikus viselkedés minden jelét, és teljesen *aperiodikussá* válnak: az áramlás képe szabálytalan időközönként kezd fluktuálni az alacsony és magas zonális indexű rezsimek között, e rezsimeken belül pedig az állapotváltozás a kezdőfeltételekkel szemben nagyfokú érzékenységet mutat. Kiderült, hogy ez a sajátos viselkedési forma a rendszer kis perturbációkkal szembeni instabilitásának a következménye, tehát *nem követeli meg a kontroll-paraméterek szabálytalan megváltozását, de még azok változékonyságát sem.*

A (18) rendszer attraktív halmazának sematikus rajza a 4. ábrán szerepel. A halmaz a fázistérben két-dimenziósnak tűnik, és az áramlási kép két meta-stabilis egyensúlyi helyzetének megfelelően két tartományból tevődik össze. Valójában ennek az attraktornak a belső szerkezete rendkívül bonyolult: nem hasonlít a korábban ismert attraktortípusok (a pont, a zárt görbe és a több-dimenziós tórusz) egyikéhez sem. Ez az attraktor nem sima topológiai sokaság, hanem olyan összetettebb struktúra, amelynek egy tetszőleges egyenessel alkotott metszéspontjai Cantor-halmazt alkotnak (a pontok megszámlálhatatlanul végtelen halmazát, amelyek mindegyikét kontinuum választja el egymástól),



4. ábra: A Lorenz-féle különös attraktor

és amely ún. *fraktál jellegű* (dimenziója nem fejezhető ki egész számmal). Ennek a fura képződménynek Lorenz a *különös attraktor* nevet adta, a különös attraktoron lejátszódó szabálytalan viselkedést pedig *káosznak* nevezzük (Szépfalusi és Tél, 1982).

4.3. *Káosz és rend a léghörben.* Arra a meglepő felfedezésre, hogy a nemlineáris dinamikai rendszerek determinisztikus kormányzó egyenleteinek nem csak konstans, periodikus és kváziperiodikus, hanem *sztochasztikusan viselkedő, aperiodikus* (kaotikus) megoldásai is léteznek, Lorenz (1963) a Bénard-Rayleigh konvekciót reprezentáló (18) típusú egyenletrendszer analízisével jutott el. Következtetése széles körű érdeklődést váltott ki, mert ezzel kiderült, hogy a Laplace-féle determinizmus érvényesülésének a makrovilágban is elvi korlátai vannak. A kaotikus rendszereknek ugyanis az egyik alapvető tulajdonságuk a kezdőfeltételektől való érzékeny függőség: ha adva van két különböző, egymáshoz tetszőlegesen közeli kezdeti feltétel, akkor az ezen pontokból induló két trajektória a fázistérben a rendszerre jellemző mértékben divergál, egészen addig, amíg a két állapot az összes gyakorlati cél szempontjából eltérő jellegűvé

válk. Ezért függetlenül attól, hogy mennyire pontosan ismerjük az induló állapotot, a rendszer viselkedése hosszú időtávon nem prognosztizálható: a determinisztikus rendszer viselkedése véletlenszerű jelleget ölt (*Szépfalusy és Tél, 1982; Parker és Chua, 1987; Procaccia, 1988a*).

Káosz a légkörben. A trajektóriák divergenciájának közelebbi vizsgálatához tekintsünk a fázistérben egy r -sugarú gömböt, ahol r értéke a kezdőfeltételek megadásának hibahatárán belül van. Ha a dinamikai rendszer egyenleteit ennek a gömbnek a pontjaival, mint a megfigyelési pontosságon belül lehetséges különböző kezdőfeltételekkel integráljuk, akkor a rendszernek a kezdőfeltételekkel szembeni érzékenysége (az állapot megváltozásának a kis perturbációkkal szembeni instabilitása) úgy jelentkezik, hogy a gömb a fázistérben az idő múlásával olyan ellipszoiddá deformálódik, amelynek tengelyei közül legalább egynek a hossza meghaladja a gömb átmérőjét. *Lorenz (1984)* a (18) egyenleteket integrálva azt tapasztalta, hogy a gömb egy esztendő elteltével úgy deformálódott, hogy a trajektória irányába eső tengely változatlan maradt, az egyik reá merőleges tengely 10^7 faktorial megnövekedett, a harmadik tengely pedig 10^{-13} faktorial zsugorodott. Ezek a faktorok (az ún. *Ljapunov-számok*), illetve ezek logaritmusai (a λ_1, λ_2 és λ_3 *karakterisztikus exponensek*) az attraktor kialakuló viselkedés bonyolultságának mérőszámai.

Mivel a dinamikai rendszerek feltételezésünk értelmében korlátosak, a gömbi térfogat zsugorodásának minden esetben meg kell haladnia a tágulás mértékét: $\sum \lambda_i < 0$. A hagyományos attraktorok esetében ez a feltétel úgy teljesül, hogy a fixpontonál $\lambda_i < 0$ minden i -re, a határciklusnál $\lambda_1 = 0$ és $\lambda_i < 0$ $i = 2, 3, \dots, n$ -re, a kétdimenziós tórusznál pedig $\lambda_1 = \lambda_2 = 0$ és $\lambda_i < 0$ $i = 3, 4, \dots, n$ -re. A *káosz* jellemzője, hogy a karakterisztikus exponensek közül legalább egy pozitív előjelű: a fázistérbeli gömb térfogata bizonyos irányokban zsugorodik, más irányokban pedig tágul, de a zsugorodás mértéke meghaladja a tágulás mértékét.

Mint hogy a különös attraktor a fázistérnek mindig egy korlátos részhalmaza, *tágulás* csak úgy képzelhető el, ha azt *összehajítás* is kíséri: mivel két trajektória nem távolodhat örökké egymástól, a trajektóriáknak vissza kell hajtódniuk önmagukra. E két tulajdonság — a tágulás és az összehajítás — a káosz kialakulásának alapvető feltétele. A dinamikai rendszer kormányzó egyenleteinek struktúrája azonban nem engedi meg, hogy két trajektória metssze egymást. Arra, hogy a trajektóriák „kikerülhessék” egymást, az attraktor fraktál-dimenziós szerkezete nyújt lehetőséget.

A fraktál szerkezet az euklideszi térre definiált dimenzió fogalmának általánosítását követeli meg (*Parker és Chua, 1987; Nese et al., 1987*). Erre több eljárást is kidolgoztak. Az egyik eljárás arra az eredményre vezet, hogy egy három-dimenziós kaotikus rendszerben a különös attraktor (Ljapunov) dimenziója a

$$d = 2 + \frac{\lambda_+}{|\lambda_-|} \quad (22)$$

összefüggésből adódik, ahol λ_+ a pozitív, λ_- pedig a negatív karakterisztikus exponens értéke. Ilyenformán a (18) egyenletrendszerrel kormányzott általános cirkulációs modell attraktorának dimenziója $d = 2 + 7/13 = 2,54$.

A trajektóriák divergenciájának mértéke az *előrejelezhetőségnek* is az indiká-

tora. Az erre alapozott számítások szerint az időjárás folyamatok előrejelezhetőségére 12–17 nap, a negyedkori klímaváltozékonyság előrejelezhetőségére pedig 10 000–15 000 év adódik (*Fraedrich*, 1987).

Rend a légkörben. A dinamikai rendszerek Lorenz által feltárt aperiodikus fluktuációinak a kialakulása nem a kontroll-paraméterek változékonyságának a következménye. Sztochasztikusan változó külső kényszer esetében ugyanis nem lenne semmilyen határozott kapcsolat a rendszer egymás után következő állapotai között: az állapotokat a fázistérben ábrázolva szerkezet nélküli, elkent pontfelhőt kapnánk. Az a tény, hogy a fázistérben létrejön az állandósult állapotnak valamilyen szerkezete, arra vall, hogy a véletlenszerű viselkedés mögött nem külső zaj, hanem rend rejlik: a káosz determinisztikus eredetű. Ezért szokás az aperiodikus fluktuációk e típusának a jelenléte esetén *determinisztikus zajról* beszélni (*Crutchfield et al.*, 1987).

A *rend* megkeresésére az az első pillantásra abszurdnak tűnő matematikai tény nyújt lehetőséget, amely szerint a rendszer *egyetlen* állapothatározójának az idősora elegendő információt hordoz az *egész* attraktív halmaz rekonstruálásához. Ennek a szilárd elméleti alapokon nyugvó eljárásnak a jelentősége kézenfekvő, hiszen megfigyeléseink a vizsgált rendszernek többnyire nem az összes, hanem csupán néhány belső paraméterére terjednek ki.

A rekonstrukciós eljárás matematikailag a Whitney-féle beágyazási tételre alapszik; lényege a következő. Jellemezze a rendszer állapotváltozását az x_1, x_2, \dots diszkrét idősor, ahol minden x_i egyértelműen leírja a rendszernek a $t = i\tau$ időpontban felvett állapotát (τ rögzített időeltolást jelent). Ha a teljes $x(t)$ állapotvektor helyett annak csak egyetlen komponensét, a rendszer $x(t)$ állapotjelzőjét ismerjük, és ennek segítségével egy olyan új állapotteret definiálunk, amelyet az $x(t+\tau), x(t+2\tau), \dots, x(t+n\tau)$ koordináták feszítenek ki, akkor n elegendően nagy értéke esetén a n -dimenziós $(x_{i+1}, x_{i+2}, \dots, x_{i+n})$ vektor hű képét adja az x_i állapotvektornak. Ha pedig azoknak az x_{i+k}, x_{j+k} pontpároknak az $N(l, n)$ száma, amelyek egy előírt l küszöbnél kisebb távolságra vannak egymástól, kielégíti az

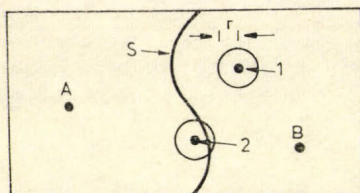
$$N(l, n) \underset{l \rightarrow 0}{\sim} l^d \quad (23)$$

arányosságot, akkor d a rendszer attraktorának (korrelációs) dimenzióját jelenti.

A leírt szellemes eljárás természetesen megragadta a meteorológusok érdeklődését is, és azt többen kísérelték meg mind az időjárás adatsorokra (*Fraedrich*, 1986; *Essex et al.*, 1987; *Tsonis és Elsner*, 1988), mind pedig a paleoklimatológiai adatsorokra (*Nicolis és Nicolis*, 1984; *Fraedrich*, 1986) alkalmazni. A számítások az időjárás és az éghajlati attraktorra egyaránt alacsony ($d < 5$) dimenziót eredményeztek, ami annyit jelent, hogy elvileg a légkörnek a nagy- és a kisfrekvenciás folyamatait egyaránt képeseknek kell lennünk igen egyszerű, megfelelően kis szabadsági fokú modellekkel is helyesen szimulálni. (Az eljárás arra vonatkozóan természetesen semmit nem árul el, hogy melyek lennének a kitüntetett módusok, és milyen formát ölténének maguk a kormányzó egyenletek.) Az eljárás korrekt meteorológiai alkalmazását illetően ugyan felmerültek kételemek (*Grassberger*, 1986; *Nicolis és Nicolis*, 1987; *Procaccia*, 1988b), de felvetődhet a gyanú is: lehet, hogy a légkör egész mechanizmusa az összes időskálán sokkal egyszerűbben működik, mint ahogy azt ma elképzeljük!

5. Következtetések

Áttekintésünkéből kitűnik, hogy a folyamatok *kvalitatív leírására* szolgáló matematikai apparátus új lehetőségeket teremtett a légkörről alkotott tudományos képünk fejlesztésében. A legfontosabb felfedezésnek kétségkívül a *káosz* jelenségét kell tekintenünk. Az a módszer, amely lehetővé tette a kaotikus viselkedés felismerését, rávilágít arra, hogy a kísérletezésnek a matematikai kutatásban is létjoga van (Devaney, 1987). Maga a káosz pedig alapvetően új aspektussal egészíti ki a Laplace-féle determinizmust: nemlineáris rendszerekben a kezdőfeltétel megadásának kis $r(0)$ hibái még korlátos (tehát minden t időpontra fizikailag értelmezhető) megoldások esetén is az idővel $r(t) e^{\lambda t}$ ($\lambda > 0$) arányban növekedhetnek, és ezáltal a rendszer állapotának hosszabb távú előrejelzése lehetetlenné válik.



5. ábra: A fázistér egy részlete, amelyet az S szeparatrix az A és a B attraktorok vonzási tartományaira oszt ketté. Az 1 és 2 pontok r hibával terhelt kezdeti feltételeket jelentenek

Talán nem véletlen, hogy az előrejelezhetőség elvi korlátjának létezéséhez éppen egy légköri probléma vizsgálata vezetett el. És kétségtelenül a meteorológusokat igen közelről érinti az a kérdés is, hogy milyen áldozat árán lehet ezen a helyzeten némileg úrrá lenni.

A kérdés megválaszolásához tekintsük az 5. ábrán szereplő két-dimenziós fázistérteret. Legyen a feltételezett dinamikai rendszernek két attraktora (A és B); vonzási tartományait az S szeparatrix határolja el. A bal oldali vonzási tartományban elhelyezkedő kezdőfeltételekkel a rendszer állapota $t \rightarrow \infty$ során az A pontba fejlődik, míg a jobb oldali tartományba eső kezdőfeltételekkel a rendszer állandósult állapota a fázistér B pontja lesz. Ha a kezdőfeltétel megadásának bizonytalansága r , akkor azokra a kezdőfeltételekre, amelyek az S szeparatrix r -en belüli környezetében vannak, *a priori* nem dönthető el, hogy a trajektóriák melyik attraktorhoz fognak közelíteni. Például az 5. ábrán az 1 jelzésű kezdőfeltétel trajektóriája a B pontba vezet, a 2 jelzésű kezdőfeltétel azonban bizonytalan abban az értelemben, hogy az innen induló trajektóriát az A pont és a B pont egyaránt vonzhatja.

Jelölje h az 5. ábrán szereplő téglalap alakú fázistér területének azt a hányadát, amelyen belül a kezdőfeltételek bizonytalanok. Általában nyilván igaz, hogy $h \sim r$, kaotikus rendszerek esetében azonban a $h \sim r^a$ arányosság érvényesül, ahol a „bizonytalansági exponens”, $a < 1$. Ez annyit jelent, hogy a kezdőfeltétel r bizonytalanságának lényeges csökkentése a rendszer végső állapotának a h által mért bizonytalanságát csak viszonylag kis mértékben csökkenti. Grebogi et al. (1987) kimutatta, hogy ha n a fázistér dimenziója, d pedig a szeparatrix dimenziója, akkor $a = n - d$. Az 5. ábra esetében $n = 2$, $d = 1$, és így $a = 1$. Ha azonban S fraktál dimenziójú, tehát $d > (n - 1)$, akkor $a < 1$. Tételez-

zük fel, hogy a (18) rendszer szeparatrixának dimenziója megegyezik a rendszer attraktív halmazának dimenziójával, tehát $n = 3$, és – mint láttuk – $d = 2,54$; ekkor $\alpha = 0,46$. Ha tehát a hemiszférikus áramlási kép előrejelezhetőségét egy 2-es faktossal akarjuk megnövelni, akkor ehhez a kezdőfeltétel megadásának pontosságát 2-nél nagyobb mértékben, nevezetesen egy $2^{1/0,54} \approx 4$ -es faktossal kell fokozni.

A (18) rendszer az általános cirkuláció maximálisan egyszerűsített modellje. Jogos tehát a sejtés, hogy valóságosabb esetekben $\alpha \ll 1$, és így a hosszú távú előrejelzések megbízhatóságának csekély javítása a gyakorlatban nagyon jelentős ráfordítást követelhet.

IRODALOM

- Baur, F., 1951: Extended-range weather forecasting. In *Compendium of Meteorology* (ed.: T. F. Malone), American Meteorological Society, Boston, 814–833.
- Cai, M. and Mak, M., 1987: On the multiplicity of equilibria of baroclinic waves. *Tellus* 39A, 116–137.
- Cehelsky, P. and Tung, K. K., 1987: Theories of multiple equilibria and weather regimes – A critical reexamination. Part II: Baroclinic two-layer models. *J. Atmos. Sci.* 44, 3282–3303.
- Charney, J. G. and DeVore, J. G., 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.* 36, 1205–1216.
- Charney, J. G. and Straus, D. M., 1980: Form-drag instability, multiple equilibria and propagating planetary waves in baroclinic, orographically forced, planetary wave systems. *J. Atmos. Sci.* 37, 1157–1176.
- Crowley, T. J. and North, G. R., 1988: Abrupt climate change and extinction events in earth history. *Science* 240, 996–1002.
- Crutchfield, J. P., Farmer, J. D., Packard, N. H. és Shaw, R. S., 1987: A káosz. *Tudomány* 3, 2. sz., 13–25.
- Devaney, R. L., 1987: Chaotic bursts in nonlinear dynamical systems. *Science* 235, 342–345.
- Eliassen, A. and Kleinschmidt, E., 1957: Dynamic meteorology. In *Encyclopedia of Physics*, Vol. 48: *Geophysics* (ed.: J. Birtels). Springer Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 1–154.
- Essex, C., Lookman, T. and Nerenberg, M. A. H., 1987: The climate attractor over short timescales. *Nature* 326, 64–66.
- Fraedrich, K., 1978: Structural and stochastic analysis of a zero-dimensional climate system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 104, 461–474.
- Fraedrich, K., 1986: Estimating the dimensions of weather and climate attractors. *J. Atmos. Sci.* 43, 419–432.
- Fraedrich, K., 1987: Estimating weather and climate predictability on attractors. *J. Atmos. Sci.* 44, 732–728.
- Géczy B., 1988: A kréta/trier határ és a tengeri gerinctelenek evolúciója. *Időjárás* 92, 61–68.
- Ghül, M., 1981: Energy-balance models: An introduction. In *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories* (ed.: A. Berger). Reidel Publ. Co., Dordrecht, 461–480.
- Ghül, M., 1987: Dynamics, statistics and predictability of planetary flow regimes. In *Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences* (eds.: C. Nicolis and G. Nicolis). Reidel Publ. Co., Dordrecht, 241–283.
- Gilmore, R., 1981: *Catastrophe Theory for Scientists and Engineers*. Wiley, New York, 666 pp.
- Götz G., 1988: Klimaváltozások, és előrejelzésük lehetőségei. *Időjárás* 92, 140–152.
- Grassberger, P., 1986: Do climatic attractors exist? *Nature* 323, 609–612.
- Grebogi, C., Ott, E. and Yorke, J. A., 1987: Chaos, strange attractors, and fractal basin boundaries in nonlinear dynamics. *Science* 238, 632–638.
- Hart, J. E., 1979: Barotropic quasi-geostrophic flow over anisotropic mountains. *J. Atmos. Sci.* 36, 1736–1746.
- Hirsch, M. W. and Smale, S., 1974: *Differential Equations Dynamical Systems, and Linear Algebra*. Academic Press, New York, 358 pp.
- Holloway, G. and Eert, J., 1987: Intransitive multiple equilibria in eddy-active barotropic flows. *J. Atmos. Sci.* 44, 2001–2005.
- Lorenz, E. N., 1960: Maximum simplification of the dynamic equations. *Tellus* 12, 243–254.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* 20, 130–141.
- Lorenz, E. N., 1982: Low-order models of atmospheric circulations. *J. Meteor. Soc. Japan* 60, 255–267.
- Lorenz, E. N., 1984: Irregularity: A fundamental property of the atmosphere. *Tellus* 36A, 98–110.
- Mo, K. C., 1986: Quasi-stationary states in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 114, 808–823.
- Mo, K. C. and Ghül, M., 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44, 877–901.
- Nese, J. M., Dutton, J. A. and Wells, R., 1987: Calculated attractor dimensions for low-order spectral models. *J. Atmos. Sci.* 40, 1950–1972.
- Nicolis, C. and Nicolis, G., 1984: Is there a climatic attractor? *Nature* 311, 529–532.
- Nicolis, C. and Nicolis, G., 1987: Evidence for climatic attractors. *Nature* 326, 523–524.
- North, G. R., Cahalan, R. F. and Coakley, J. A., 1981: Energy balance climate models. *Rev. Geophys. Space Phys.* 19, 91–121.
- Parker, T. S. and Chua, L. O., 1987: Chaos: A tutorial for engineers. *Proc. Inst. Electrical and Electronics Engineers* 75, 982–1008.
- Procaccia, I., 1988a: Universal properties of dynamically complex systems: The organization of chaos. *Nature* 333, 618–623.
- Procaccia, I., 1988b: Complex or just complicated? *Nature* 333, 498–499.
- Reinhold, B., 1987: Weather regimes: The challenge in extended-range forecasting. *Science* 235, 437–441.
- Reinhold, B. and Pierrehumbert, R. T., 1982: Dynamics of weather regimes: Quasi-stationary waves and blocking. *Mon. Wea. Rev.* 110, 1105–1145.
- Szépfaussy P. és Tél T.: *A káosz*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 606 pp.
- Thompson, J. M. T., 1982: *Instabilities and Catastrophes in Science and Engineering*. Wiley, New York, 226 pp.
- Tsonis, A. A. and Elsner, J. B., 1988: The weather attractor over very short timescales. *Nature* 333, 545–547.
- Tung, K. K. and Rosenthal, A. J., 1985: Theories of multiple equilibria. – A critical reexamination. Part I.: Barotropic models. *J. Atmos. Sci.* 42, 2804–2819.
- Zeeman, E. C., 1976: Catastrophe theory. *Sci. Amer.* 234, No. 4, 65–83.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

Probability, statistics and weather forecasting

ALLAN H. MURPHY

*Departments of Atmospheric Sciences and Statistics Oregon State University
Corvallis, Oregon 97331, U. S. A.*

This paper outlines the basic rationale for adopting a probabilistic approach to the forecasting problem and describes the current role of probabilistic and statistical concepts and methods in weather forecasting systems. Traditionally, a deterministic approach has been taken to the problem of weather forecasting. It is argued here that the presence of fundamental and practical sources of uncertainty in the forecasting process gives this problem an intrinsically stochastic nature, which can be properly addressed only by means of a probabilistic approach.

As envisaged in this paper, weather forecasting systems involve a broad range of activities from data acquisition through model development and operational forecasting to forecast utilization. For convenience, three components of such systems are identified: (1) a pre-forecasting component (activities: data acquisition, quality control, objective analysis); (2) a forecasting component (activities: model development and operational forecasting, model verification and refinement, quantification of uncertainty in forecasts); and (3) a post-forecasting component (activities: forecast verification, assessment of use and value of forecasts). The current role of probabilistic and statistical methods in each of these activities is reviewed. It is evident that such methods make important contributions to all components of forecasting systems, including the production of state-of-the-art weather forecasts. The benefits of adopting a probabilistic approach to the weather forecasting problem are briefly discussed.

*

Valószínűség, statisztika és az időjárás előrejelzése. Ebben a munkában azokat az alapvető érveket foglaljuk össze, melyek az operatív előrejelzéseknél a valószínűségi közelítés használatát támasztják alá, valamint ismertetjük az időjáráselőrejelző rendszereknél általánosan elterjedt valószínűségi és statisztikai módszereket. Hagyományosan, az időjáráselőrejelzési feladat megoldásához determinisztikus eljárásokat alkalmaztak. Azt próbáljuk itt megvilágítani, hogy az elméleti és gyakorlati forrásokból eredő véletlenszerű események jelenléte az előrejelzési folyamat sztochasztikus természetét erősíti, s így a feladat csak valószínűségi közelítéssel kezelhető megfelelően. Természetesen az a felismerés, hogy létezik egy logikus és teljes érvrendszer, mely az előrejelzési probléma megoldását a valószínűségi közelítésben látja nem új keletű. Például húsz évvel ezelőtt Epstein (1969) ilyen megfontolásból alkalmazott egy sztochasztikus-dinamikus modellt. Mégis, az elmúlt időszakban viszonylag kevés ilyen jellegű próbálkozás történt. Ez meglepő tény lehet, különösen ha figyelembe vesszük: (a) a káosz jelenlétét az olyan nem-lineáris dinamikai rendszerekben mint a légkör (Lorenz–1963), amely alapvető kérdéseket vet fel az előrejelzési feladat tisztán determinisztikus közelítésével kapcsolatban; (b) azt a közismert tényt, hogy véletlenszerű események sorozata jelentkezik, mihelyst a numerikus előrejelző módszereket az operatív előrejelzéseknél kívánjuk alkalmazni.

Ebben a cikkben az „időjárás” kifejezés nem a légkör cirkulációját kívánja jelölni, hanem a földfelszíni időjárási paraméterek együttesét, melyek a felhasználók szempontjából a legfontosabbak (úgy mint, felszíni hőmérséklet, csapadék, felszíni szélesség, felhőzet, légköri turbulencia). Többé-kevésbé a napi és rövid távú (5–7

napos) előrejelzésekkel foglalkozik ez a munka, de némely esetben a középtávú előrejelzésekre is vonatkoznak megállapításai. A 3. szakaszban három fázisra bontjuk szét az előrejelzési modelleket: az előrejelzést megelőző, az előrejelző és az előrejelzést követő fázisra. Ezeket részletesen tárgyalják a 4., 5. és 6. szakaszok. Az előrejelzést megelőző fázishoz: az adatok begyűjtése, a minőség-ellenőrzés és az objektív analízis; az előrejelző fázishoz: a modell kifejlesztése, az operatív előrejelzés, a modell verifikáció és a véletlenszerű faktor mennyiségi becslése; az előrejelzést követő fázishoz: az előrejelzés verifikációja, valamint az előrejelzés hasznosíthatóságának és értékének becslése tartozik. A 7. szakaszban egy rövid összefoglalót és megjegyzéseket találunk, például a valószínűségi előrejelzések alkalmazásának hasznáról, illetve a valószínűségi statisztikai időjárás-előrejelzések jövőjéről.

1. Introduction

Weather forecasting has been described recently as a "well-defined deterministic problem" (Bengtsson, 1988). It is of course true that the behavior and evolution (in time) of the atmosphere is governed by physical-dynamical laws that can be expressed in terms of a system of deterministic nonlinear differential equations. Numerical weather prediction (NWP), as currently practiced in major meteorological centers, is based on this system of equations and thereby represents a deterministic approach to the forecasting problem (e. g., Tribbia and Anthes, 1987). However, until very recently, operational NWP has been concerned primarily with the large-scale features of the atmospheric circulation rather than with local weather conditions. Nevertheless, since NWP represents (in large measure) the scientific basis from which state-of-the-art forecasts of local weather conditions are necessarily derived, it is perhaps not too surprising that a purely deterministic approach to — and perspective on — the weather forecasting problem should have gained at least some adherents in the meteorological community.

The thesis advanced in this paper is that sound theoretical and practical reasons exist to believe that a probabilistic approach to the weather forecasting problem is both more appropriate and more useful than a (purely) deterministic approach. Of course, recognition of the existence of a logical and coherent rationale for a probabilistic approach to the forecasting problem is not a recent phenomenon. For example, such an approach was adopted explicitly in conjunction with the formulation of stochastic-dynamic prediction models twenty years ago (Epstein, 1969). Nevertheless, the probabilistic approach to weather forecasting evidently has attracted relatively few adherents in the modeling and forecasting communities. This state of affairs is particularly surprising in view of (a) the existence of chaos in unstable nonlinear dynamical systems such as the atmosphere (Lorenz, 1963), which raises fundamental questions concerning the appropriateness of adopting a (purely) deterministic approach to the forecasting problem, and (b) the widespread recognition of the fact that substantial uncertainties enter into the NWP process — and weather forecasting itself — when it is practiced operationally.

The purposes of this paper are essentially two-fold: (a) to outline the rationale for a probabilistic approach to the weather forecasting problem and (b) to describe the role of probabilistic and statistical concepts and methods (hereafter frequently abbreviated simply as "P&S methods") to weather forecasting

as currently practiced. Here the actual process of weather forecasting is envisaged as the core activity within a weather forecasting system, where the latter is assumed to involve a myriad of interrelated activities from data acquisition through model development and operational forecasting to assessment of the value of forecasts to users. The role of P&S methods in all of these activities is of potential interest.

In this paper the term "weather" refers not to the atmospheric circulation, but to weather conditions at (or near) the earth's surface and in the free atmosphere that are of importance to users of forecasts (e. g., surface temperature, precipitation, surface wind velocity, cloudiness, clear air turbulence). Moreover, the paper focuses primarily on weather forecasting out to the current limit of day-to-day predictability of the atmosphere (5–7 days on the average), although some activities associated with medium-range forecasting are also considered. For a recent overview of long-range weather (or climate) forecasting as currently practiced in the United States, including a brief discussion of the role of P&S methods, see *Epstein* (1988).

The rationale for a probabilistic approach to the weather forecasting problem, including both its theoretical and practical aspects, is outlined in Section 2. Section 3 very briefly describes weather forecasting systems as considered here and identifies three components of such systems; namely, a pre-forecasting component, a forecasting component, and a post-forecasting component. The current contributions of statistical methods to various activities within these components of forecasting systems are described in Sections 4, 5, and 6, respectively. Section 7 contains a short summary and some concluding remarks, including a brief discussion of the benefits of adopting a probabilistic approach to the forecasting problem and some comments concerning the future role of P&S methods in weather forecasting systems.

2. Probability and statistics in weather forecasting systems: The rationale

In most countries, substantial resources are devoted to the development and implementation of operational weather forecasting systems. It is assumed here that the overall objective of these systems is to produce the best possible forecasts consistent with the current state-of-the-art. The phrase "best possible forecasts" should be understood to mean forecasts of the highest quality and greatest utility. It will be argued here that the realization of this objective necessarily entails the use — in very basic and significant ways — of P&S methods in all three components of forecasting systems.

In a fundamental sense, NWP models defined on a finite set of grid points (or in terms of a finite set of spectral components) cannot ever describe the full range of atmospheric motions in a completely faithful manner. As a result, uncertainty associated with small-scale perturbations enters into the prediction process and the instability of the atmospheric equations of motion with respect to such perturbations implies that this uncertainty will grow with time until all predictability of the atmospheric circulation — and the associated day-to-day weather — is lost (*Lorenz*, 1982). The presence of this uncertainty gives the weather forecasting problem an intrinsically stochastic nature.

From a practical point of view, several additional reasons exist for believing that P&S methods must play an important role in the weather forecasting

process (i. e., in the process of producing the forecasts). First, considerable uncertainty is present in this process, even when weather forecasts are derived directly from state-of-the-art numerical models. This uncertainty arises from several sources, including an incomplete description of the initial state of the atmosphere, the assumptions and simplifications inevitably associated with the specification of the model, and the approximations made in the process of deriving forecasts from the model. It is partly in recognition of the pervasive nature and significance of such uncertainties that some meteorologists have advocated a stochastic-dynamic approach to NWP, in which uncertainty is explicitly incorporated into the numerical models and subsequently predicted (e. g., *Epstein*, 1969).

Second, considerable experience has demonstrated that weather forecasts produced directly by numerical models generally are deficient in some respects and almost always can be improved via statistical "interpretation" of numerical model output. Recognition of this fact has led to the development of operational numerical-statistical forecasting systems in many countries (see *World Meteorological Organization*, 1987). Moreover, these systems can be used to produce forecasts of weather variables or events for which direct numerical model forecasts currently are not available.

Third, numerical models applied in the traditional manner produce forecasts of the *expected* weather conditions without any explicit indication of the uncertainty inherent in such forecasts. P&S methods provide a means of obtaining direct quantitative estimates of this uncertainty. Moreover, considerable evidence now exists that the uncertainty in weather forecasts can be quantified by these methods in a reliable and skillful manner (*Murphy*, 1985a). Information regarding this uncertainty is needed by users of forecasts as a basis for making rational decisions.

This discussion has focused primarily on the rationale for the use of P&S methods in the context of the forecasting component itself, which will be considered in Section 5. These methods also play important roles in various pre-forecasting and post-forecasting activities, and their roles in such activities are described in Sections 4 and 6, respectively. In summary, a sound rationale exists for the use of P&S methods in the context of weather forecasting systems. Specifically, they offer a means of quantifying and handling the uncertainty inherent in the various components of the forecasting process and of establishing stable and useful relationships in situations in which physical-dynamical considerations cannot yet yield definitive results.

3. Weather forecasting systems

Weather forecasting, as envisaged here, is performed within the context of a *weather forecasting system* (WFS). A WFS embodies the activities of many different individuals. These individuals include data analysts, modelers, forecasters, evaluators, and users (of forecasts). They perform a wide range of activities from data acquisition and analysis, through model development and operational forecasting, to forecast verification and the use of forecasts to make real-world decisions.

For convenience, WFSs are divided into three components: (a) a pre-forecasting component; (b) a forecasting component; and (c) a post-forecasting

component. Pre-forecasting includes activities such as data acquisition, quality control, and objective analysis. The forecasting component consists of model development and operational forecasting, model verification and refinement, and the quantification of uncertainty in forecasts. Here the term "model" should be understood to include numerical, statistical, and conceptual (i. e., subjective) models. Post-forecasting consists of activities that occur after the forecasts are produced; for example, forecast verification and the assessment of the use and value of forecasts. These components and activities are listed in *Table 1*.

TABLE 1

Components of weather forecasting systems and associated activities, with emphasis on activities involving the use of probabilistic and statistical methods

<i>Pre-forecasting component</i>	data acquisition quality control objective analysis
<i>Forecasting component</i>	model development and operational forecasting model verification and refinement quantification of uncertainty in forecasts
<i>Post-forecasting component</i>	forecast verification assessment of use and value of forecasts

The division of WFSs into three components is somewhat arbitrary and artificial, since the performance of an activity in one component may involve an activity in another component. For example, model refinement frequently requires some data assimilation and objective analysis may involve the use of a numerical model. This categorization is employed here simply as a means of organizing the discussion in Sections 4–6.

4. *Pre-forecasting activities*

The pre-forecasting component of WFSs involves several activities that make significant use of P&S methods. The activities considered here include data acquisition, quality control, and objective analysis (see *Table 1*).

Data acquisition. The term "data acquisition", as used here, refers to the process by which meteorological observations are translated into the input data required by forecasting models. Retrieval of atmospheric temperature profiles from satellite radiance measurements represents an example of this process. In theory, the acquisition process in this case requires the inversion of the radiative transfer equation, which in turn assumes prior knowledge of atmospheric transmittance functions. Since these transmittance functions are known only imperfectly, statistical methods based on multiple linear regression models not explicitly involving the transmittance functions have been used extensively in the operational retrieval of temperature profiles (*Phillips et al.*, 1979). However, even the so-called minimum variance retrieval methods

that require explicit knowledge of atmospheric transmittance functions make use of statistical methods in obtaining a solution that minimizes the impact of uncertainties in these functions (*Fleming et al.*, 1986).

Additional examples of activities in the data acquisition process that involve the use of P&S methods include the interpolation of radiosonde data to mandatory pressure levels, the transformation of radar reflectivity values into precipitation rates, and the use of runoff models to derive soil moisture estimates. Moreover, since greater reliance is expected to be placed in the future on observational data from automatic weather stations, statistical algorithms will be needed to process (e. g. average) the signals or observations from such stations. Thus, it is evident that P&S methods currently play — and will continue to play — an important role in this initial step in the forecasting process.

Quality control. Meteorological data used as input to NWP models come from a variety of different sources (with different measurement characteristics) and they are subject to various types of measurement error. Moreover, additional errors may arise during the processes of data transmission and reception. Since these errors can adversely affect the quality of operational analyses and predictions, the importance of minimizing the effects of these errors was recognized in the early stages of the development of NWP. Thus, quality control procedures — many of which involve the use of statistical methods — have been applied routinely in operational NWP systems for many years. These quality control procedures include the plausibility check, contradiction check, spatial continuity check, temporal continuity check, and diagnostic-equation checks (e. g., hydrostatic check and geostrophic wind check). In operational systems, these checks have traditionally been applied sequentially, with decisions regarding acceptance or rejection (or possible revision) of data being made more or less independently after each check.

In the U. S. S. R., a method of *complex quality control* (CQC) has been developed and implemented (see *Gandin*, 1988). The basic principal of COQ is that no decision is made until after all of the available quality control procedures have been applied to the data. A second principal is that it is desirable to include as many checks as possible in the CQC system to increase the likelihood that the decision-making algorithm will lead to unambiguous decisions. Considerable operational experience has been gained in the U. S. S. R. with CQC methods applied to temperature and height data obtained from rawinsondes. These methods make use of optimum interpolation (*Gandin*, 1963) in their horizontal and vertical checks. An advantage of the CQC approach over traditional sequential quality control methodology is that the former increases the likelihood of actually being able to correct errors. In view of their advantages and relatively high degree of effectiveness, CQS methods are expected to play an important role in data assimilation systems in the future.

Recently, *Lorenc and Hammon* (1988) developed a theoretical framework for the quality control process based on Bayesian probability theory. This framework was applied to the problem of combining data (from a variety of observational sources) with a "background", each of which is subject to errors with different characteristics. The error in each datum was assumed to be either an observational error with a Gaussian distribution or a gross error in which case the datum provided no information. Bayes' theorem was then used to derive a correct Bayesian analysis for this quality control problem. Finally, appropriate

rejection criteria were derived in terms of observational error, background error, and the prior probability of gross error.

Objective analysis. In the context of weather forecasting, objective analysis can be defined as the problem of estimating the values of meteorological variables on two-dimensional (three-dimensional, etc.) grids based on data available at discrete locations and times. The term "objective" refers to the fact that this analysis (or interpolation) process is generally based on mathematical and/or statistical concepts and methods. Several objective analysis methods exist, only a few of which properly are referred to as statistical methods of objective analysis (*Thiebaux and Pedder, 1987*). Such methods are concerned with minimizing the ensemble average of the squared difference (i. e., "error") between the analyzed field and the observed (or initialized) field. For a recent discussion of variational (i. e., deterministic) approaches to objective analysis and data assimilation, see *Talagrand and Courtier (1987)*.

The pioneering work in statistical objective analysis — generally referred to as optimal interpolation — was undertaken by *Gandin (1963)*. Optimal interpolation takes the observational errors into account, directly via the associated variances and covariances, and it is "optimal" in the sense that it attempts to minimize the analysis error variance by means of linear methods. This approach was developed originally for application to two-dimensional fields, and it is now used (in one form or another) in most major meteorological centers around the world.

Basic optimal interpolation has been extended in a variety of ways since 1970. Originally employed in univariate form (one variable), this approach was extended to multivariate objective analysis (two or more variables) by *Rutherford (1973)* and *Schlatter (1975)* among others. They also used the forecast as a "first guess", whereas the original work in the U. S. S. R. involved a first guess based on climatology. In addition, *Bergman (1979)* described a multivariate scheme employing temperature and wind data, and *Lorenc (1981)* developed a fully three-dimensional version of optimal interpolation that was multivariate in wind, height, and thickness. More recently, *Lorenc (1986, 1988a, 1988b)* has presented idealized equations for finding the best analysis based on Bayesian probabilistic arguments, methods of optimal nonlinear objective analysis, and a method of optimal four-dimensional objective analysis. It is evident that objective analysis in particular — and (four-dimensional) data assimilation in general — will remain important areas of application of statistical methods within WFSs.

5. Forecasting activities

The forecasting component of WFSs consists of several activities in which P&S methods play a significant role. These activities include model development and operational forecasting, model verification and refinement, and quantification of uncertainty in forecasts (see *Table 1*).

Model development and operational forecasting. This brief review of the role of statistical methods in model development and operational forecasting focuses primarily on numerical-statistical and statistical models and the forecasts produced by such models. However, uncertainty and other statistical considerations also enter into the development and operational use of numerical models. For example, the ultimate desirability of using a stochastic-dynamic

approach as a basis for NWP has already been mentioned in Section 2. Unfortunately, the computational burden imposed by this approach (if it were employed in conjunction with state-of-the-art NWP models) has precluded its use in operational practice to date. In addition, it should be noted that numerical models necessarily involve parameterizations of subgrid-scale physical-dynamical processes and such parameterizations in many cases represent, in effect, statistical characterizations of the relevant processes.

Very substantial advances have been made in recent years in forecasting the large-scale features of the atmospheric circulation, as a result of improvements in NWP models. Nevertheless, these circulation forecasts are still subject to certain biases and other errors. Several studies have demonstrated that these biases and errors can be reduced through the use of statistical correction procedures based on empirical orthogonal functions and linear regression models (e.g., *Bennett and Leslie, 1983; Glowacki, 1988; Schemm and Faller, 1986*). Operational use is now made of such procedures in several meteorological centers.

Perhaps the single most widely recognized use of statistical methods in modern operational weather forecasting involves the development of numerical-statistical models. In this approach to the forecasting problem, the output of numerical models (in the form of three-dimensional discrete fields of state variables) is used as input to statistical models which in turn produce forecasts of the weather elements or events of interest at specific locations. The extensive use of this approach can be attributed to three major factors: (a) direct numerical model output, even when available in the form of weather forecasts, is subject to biases and other errors that can be reduced via statistical interpretation; (b) forecasts of some important weather elements and events currently are not available in the form of direct numerical model output; and (c) the need by users for quantitative information concerning the uncertainty inherent in the forecasts.

Numerical-statistical models are usually based on either the perfect prog (PP) or model output statistics (MOS) approach (see *Glahn, 1985; Wilson, 1985*). In the PP approach, a statistical relationship is developed between concurrent observations of the relevant predictand and predictor variables and then applied to operational forecasts (of the predictors) produced by the numerical model. The MOS approach, on the other hand, involves the development of a statistical relationship between archived numerical model output and observations of the predictand. Each approach possesses certain advantages and disadvantages. For example, the quality of MOS forecasts generally exceeds the quality of PP forecasts, but the MOS-based statistical model — unlike the PP-based model — may require redevelopment whenever the “parent” numerical model is modified. Statistical models employed in conjunction with the PP and MOS approaches include various forms of multiple regression analysis as well as multiple discriminant analysis.

Development and implementation of numerical-statistical weather forecasting systems have been underway in some countries for more than two decades. Operational statistical interpretation systems now exist in Australia, Canada, Finland, France, Italy, Japan, The Netherlands, Sweden, and the United States. For example, the operational interpretation system in the U.S., based largely on the MOS approach and multiple regression models, now provides

numerical-statistical forecasts for many different weather elements or events, locations, and lead times. In fact, it currently produces a total of 730,000 individual forecasts each day from 120,000 regression equations (*Glahn et al.*, 1987).

For very short lead times (i.e., less than 12 hours), a purely statistical approach to the weather forecasting problem may still be quite useful and competitive with numerical and numerical-statistical approaches. A variety of statistical methods have been applied in this context, including multiple regression analysis, multiple discriminant analysis, and Markov chains and other times series models. For example, recent work by *Fraedrich* and *Leslie* (1987b, 1988) has demonstrated that Markov chain models perform as well or better than NWP models or analogue techniques in very-short-range forecasting of precipitation in Australia.

In addition, it should be noted that P&S methods are used in the formulation and utilization of the conceptual (or empirical) models employed by weather forecasters in the process of making their forecasts. Moreover, expert systems that are developed to "capture" the forecasting capabilities of individual forecasters also make extensive use of such methods (see *Elio et al.*, 1987; *Stewart et al.*, 1989).

Finally, statistical methods provide a means of combining forecasts produced by different forecasting procedures. Under certain conditions, such statistical (or mathematical) "consensus" schemes can yield significant improvements in forecast quality. For some recent results of studies of this type, see *Clemen* and *Murphy* (1986b) and *Fraedrich* and *Leslie* (1987a).

Model verification and refinement. Verification of model forecasts is intimately related to model refinement and both of these activities are discussed briefly here. With regard to numerical models, substantial effort has been devoted to the problem of identifying systematic errors in model forecasts, a process that necessarily involves the use of statistical methods (e.g., *Bettge* and *Baumhefner*, 1984). Moreover, consideration is now being given to the possibility of reducing such errors in model forecasts by introducing routine corrections into the operational forecasting process (see *Saha* and *Alpert*, 1988).

Model verification is also concerned with the assessment of overall performance in terms of (for example) two-dimensional forecasts of variables such as the geopotential height field. Evaluation of the correspondence between forecast and analyzed (or initialized) height fields generally is accomplished by computing one or more performance measures such as the S_1 score, anomaly correlation coefficient, or root mean square error (e.g., *Anthes*, 1983; *Arpe et al.*, 1985). These measures indicate the degree of correspondence (or association) between the two fields, and each measure appears to possess certain advantages and disadvantages (e.g., see *Arpe et al.*, 1985; *Murphy* and *Epstein*, 1989).

Evaluation of the output of numerical-statistical, statistical, and conceptual models usually is accomplished through verification of weather forecasts for specific locations. This activity falls under the heading of "forecast verification", and it is discussed in Section 6.

Quantification of uncertainty in forecasts. As noted in Section 1, uncertainties abound in the forecasting process. Thus, weather forecasts — whether they are based on numerical models, numerical-statistical models, or conceptual models (or a combination of these models) — are inherently uncertain. Users of weather forecasts (whether they are intermediate-users such as forecasters

or whether they are end-users) need quantitative information concerning this uncertainty in order to make rational decisions.

Recognition of the uncertainty inherent in the forecasting process and the fact that the performance of numerical models varies from situation to situation recently has led modelers to investigate various methods of predicting model performance ahead of time. This work generally is referred to as "forecasting forecast skill", but in effect consists of the quantification of the uncertainty associated with future states of the atmosphere (as represented by the numerical model). Several approaches to this problem have been explored (see *Palmer and Tibaldi*, 1988). One approach – referred to as the random perturbation method – involves the creation of an ensemble of initial states of the atmosphere via random perturbation of the observed initial state (e.g., *J.M. Murphy*, 1988). Application of the numerical model to these states then yields an ensemble of forecasts, the clustering of which is a measure of the uncertainty in the model forecast. Another approach – usually referred to as lagged average forecasting – makes use of the fact that several numerical forecasts generally are available for a particular valid time, generated from different initial times (e.g., *Dalcher et al.*, 1988; *Hoffman and Kalnay*, 1983; *Kalnay and Dalcher*, 1987). Once again, the dispersion of the ensemble of forecasts provides a measure of forecast uncertainty. It should be noted that although the studies of this type conducted to date have been concerned with forecasting on a monthly time scale, these methods are equally applicable to short-range and medium-range weather forecasting. They represent a means of quantifying the uncertainty (or performance) of numerical model forecasts, information that should be useful to both developers of statistical interpretation systems and weather forecasters.

The uncertainty in the weather forecasts themselves can be quantified by means of the numerical-statistical and statistical models discussed previously in this section. In fact, considerable experience in operational "objective" probability forecasting has been obtained in recent years (e.g., see *Glahn*, 1985; *Lemcke and Kruizinga*, 1988; *Murphy*, 1985a; *Tapp et al.*, 1986; *World Meteorological Organization*, 1987). For example, a substantial fraction of the forecasts produced by the numerical-statistical forecasting system in the U.S. are expressed in probabilistic terms. Examination of the results of this program reveals that these probability forecasts generally are both reliable and skillful (e.g., *Glahn*, 1985; *Murphy*, 1985a).

This uncertainty can also be assessed subjectively by weather forecasters, based on their knowledge and experience as well as their access to a multitude of sources of diagnostic and prognostic information. In this context, the probabilities represent the personal judgments of individual forecasters. Over the last twenty years weather forecasters in some countries have gained considerable experience, on an operational and/or experimental basis, with subjective probability forecasting. For example, forecasters in the U.S. have made probability of precipitation (PoP) forecasts on an operational basis since 1965, and PoP forecasts are now made routinely by forecasters in several other countries. Results from these programs generally indicate that subjective PoP forecasts are both highly reliable and definitely skillful.

Subjective probability forecasts of other elements or events also have been formulated either operationally or experimentally (e.g., see *Murphy*, 1985a). In some cases (especially for relatively infrequent events) inexperienced

forecasters tend to overforecast when making probability forecasts, in the sense that their probabilities exceed the corresponding relative frequencies of the events. These (and other) results indicate that, to be successful in quantifying the uncertainty in forecasts, forecasters must be knowledgeable and experienced in the art of probability assessment (i.e., in translating their judgments into numerical probabilities) as well as in the science of weather forecasting itself. Feedback in the form of individual verification statistics can be used to improve forecaster performance in this context (see *Murphy and Daan, 1984*).

6. Post-forecasting activities

The post-forecasting component of WFSs includes activities such as forecast verification and the assessment of the use and value of forecasts. These activities, by their very nature, involve P&S concepts and methods.

Forecast verification. Forecast verification traditionally is defined as "the process or practice of determining the quality of forecasts". (*Murphy and Daan, 1985*). Here "quality" is a general term that refers to such (desirable) characteristics of forecasting performance as accuracy, reliability, and skill. Since these characteristics relate to the correspondence between forecasts and observations, it is evident that statistical methods necessarily play a fundamental role in "objective" (i.e., quantitative) forecast verification.

Considerable attention has been devoted to forecast verification in recent years (e.g., see *Daan, 1984; Murphy and Daan, 1985*). Nevertheless, current methods and practices in forecast verification suffer from several important deficiencies. In particular, verification methodology is seriously fragmented and the actual practice of verification is relatively rudimentary in some respects.

Recently, a general framework for forecast verification has been described (*Murphy and Winkler, 1987*). This framework, which is based on the joint distribution of forecasts and observations and factorizations of this distribution into conditional and marginal distributions, provides a coherent, statistical foundation for forecast verification. It reveals, for example, that the traditional definition of forecast verification is too narrow; forecast verification necessarily is concerned (at least) with the statistical characteristics of the basic joint, conditional, and marginal distributions. Moreover, this framework provides useful insights into the various aspects (or dimensions) of forecast quality and possesses important implications for verification methods and measures.

Among the potentially useful developments forthcoming from this framework is *diagnostic verification* (*A.H. Murphy, 1988*). It is an exploratory, data-analytic approach to forecast verification that focuses on identifying the fundamental strengths and weaknesses in forecasts and on providing insights into ways in which forecasts might be improved. This approach has been applied recently to samples of U.S. National Weather Service maximum temperature forecasts (*Murphy et al., 1989*) and precipitation probability forecasts (*Murphy and Winkler, 1989*).

Moreover, an extension of the basic framework provides a new and potentially useful approach to the problem of comparative verification (i.e., the comparison of the performance of two or more forecasting systems). In the case of two forecasting systems, the extended framework is based on the trivariate

distribution involving both types of forecasts as well as the matching observations. This new approach focuses on the information content of the forecasts produced by the respective systems, whereas the traditional approach relies solely on overall measures of their relative performance. Applications of specific statistical methods within the "umbrella" of this information-content approach have been reported by *Clemen and Murphy* (1986a) and *Murphy et al.* (1988). These applications have involved evaluations of objective and subjective forecasts of precipitation occurrence and maximum temperatures in operational situations in which the former, produced by numerical-statistical models, are made available to forecasters who must formulate the latter. The results of these studies indicate that incremental (i.e., "independent") information is contained in the subjective forecasts that is not contained in the objective forecasts, and vice versa. In this particular operational context, it seems more appropriate to focus on information content rather than on relative overall performance.

Another potentially significant development in the area of forecast verification is the introduction of methods based on signal detection theory (*Mason*, 1982). These methods, which can be used to evaluate either qualitative or quantitative forecasts, are concerned principally with the ability of such forecasts to discriminate between relevant events and they are limited (to date) to dichotomous situations. Recent applications of this methodology to the verification of weather forecasts have been reported by *Sarrazin and Wilson* (1987) and *Winston* (1988).

Use and value of forecasts. Assessment of the use and value of forecasts can be based on a descriptive or prescriptive approach. The descriptive approach is concerned with the way in which the forecasts are *actually* used by planners and decision makers and generally yields only qualitative assessments of use and/or value (e.g., *Stewart et al.*, 1984). On the other hand, the prescriptive approach focuses on the way in which the forecasts *should* be used make the best possible decisions (in terms of maximizing economic value), and it can provide quantitative information vis-a-vis forecast use and value. Descriptive and prescriptive assessments of weather-forecast-sensitive problems can play an important role in WFSs because they provide insights into the actual and/or potential use and value of forecasts and because these assessments can produce feedback that may lead to improvements in system design and/or operations.

Decision analysis (e.g., *Winkler and Murphy*, 1985) offers a viable prescriptive approach to such problems. It is based on Bayesian decision theory and involves the use of statistical methods to (among other things) model various relationships and assess the value of information. This approach has been applied to a variety of prototype and real-world problems involving weather or climate forecasts. For example, the issues of use and value of forecasts have recently been investigated in the context of both static and dynamic versions of the familiar cost-loss ratio situation (*Epstein and Murphy*, 1988; *Murphy et al.*, 1985; *Murphy*, 1985b). Other studies of the optimal use and economic value of weather and/or climate forecasts include the work of *Sonka et al.* (1987) and *Zhukovsky* (1987).

Recent decision-analytic assessments of the use/value of forecasts in real-world situations have included: (1) seasonal precipitation forecasts in a fallowing/planting problem (*Brown et al.*, 1986); (2) daily minimum temperature forecasts

in a frost protection problem (*Katz et al.*, 1982); and (3) seasonal temperature and precipitation forecasts in a choice-of-crop problem (*Wilks and Murphy*, 1986). Among other things, these assessments have demonstrated that even very uncertain forecasts (i.e., forecasts of relatively modest quality) can be of economic value in some decision-making problems. Moreover, this work has underlined the need — by planners and decision makers — for quantitative information concerning the uncertainty inherent in the forecasts.

An advantage of the decision-analytic approach is that it is possible, within this framework, to determine the relationship between forecast quality and forecast value. In this regard, quality/value relationships for weather forecasts have been assessed within the above-mentioned prototype and real-world decision-making problems. Other investigations of such relationships include work related to accuracy/value envelopes (*Chen et al.*, 1987; *Murphy and Ehrendorfer*, 1987) and sufficient forecast systems (*Ehrendorfer and Murphy*, 1988; *Krzysztofowicz and Long*, 1988). These studies have revealed (among other things) that quality generally is a multidimensional concept, that quality/value relationships are inherently nonlinear, and that forecast value can actually decrease as forecast accuracy increases (since accuracy represents only one dimension of quality).

7. Summary and conclusion

In this paper we have described the rationale for adopting a probabilistic approach to the weather forecasting problem. This rationale is derived, in a fundamental sense, from the fact that small-scale uncertainties are inherent in the "deterministic" nonlinear system of equations that govern the behavior and evolution (in time) of atmospheric motions, and these uncertainties increase as the errors in the smallest scales of motion grow with time and influence the larger scales. Moreover, at a practical level, the inability to measure the initial state of the atmosphere precisely and to implement operational NWP models without further assumptions and approximations, introduces additional sources of uncertainty into the forecasting process. In the face of these ever-present sources of uncertainty, and with the reasonable prospect of developing methods of quantifying this uncertainty, it seems inappropriate to maintain a deterministic perspective with respect to the forecasting problem. The presence of these uncertainties gives the forecasting problem a stochastic nature and suggests that the real problem of forecasting is to specify the *probability distribution* of the state of the atmosphere — and its attendant weather — at future times.

With this probabilistic perspective in mind, we have reviewed briefly the recent contributions and current role of statistical methods in the context of weather forecasting systems. The review has been conducted by organizing the various activities associated with such systems under three headings: pre-forecasting activities, forecasting activities, and post-forecasting activities. It is evident from this review that probabilistic and statistical concepts and methods are making fundamental and important contributions in all three components of forecasting systems. These contributions range from statistical methods of quality control and objective analysis of meteorological data, through model development for numerical-statistical forecasting and the quantification of uncertainty in forecasts, to forecast verification and assessment of the use and value of forecasts. In effect, the use of probabilistic and statistical methods

in the forecasting process is as pervasive as is the uncertainty which provides an important justification for employing such methods.

Adopting a probabilistic perspective with respect to the weather forecasting problem appears to have several important benefits. First, predictability itself is basically a probabilistic concept and it is more appropriate to evaluate the limits of predictability within a probabilistic framework (for the weather forecasting problem) than within a deterministic framework. In such a probabilistic framework, extending the limits of predictability — or otherwise improving the quality of forecasts — can be seen for what it really is — a reduction of the uncertainty associated with the “distribution” of forecasts rather than simply an increase in the number of completely correct forecasts. A probabilistic approach also argues strongly for the quantification of uncertainty in forecasts — whether these forecasts are predictions of atmospheric circulation produced by a numerical model or forecasts of weather elements or events provided (for example) by a numerical-statistical forecasting procedure. Moreover, information regarding numerical model uncertainty obviously is of potential benefit to both numerical-statistical modelers and weather forecasters, in arriving at reliable estimates of the uncertainty associated with the weather events of concern. As noted earlier, quantitative information regarding the uncertainty in weather forecasts is also needed by end-users of such forecasts — the individuals and organizations that such systems are presumably designed to serve — to make the best possible plans and decisions. Finally, we believe that the credibility of weather forecasts — and therefore their practical utility — is necessarily linked to the treatment of uncertainty in the forecasting system. Acknowledgment of the presence of this uncertainty by the *entire* forecasting community and open discussion of its implications for weather forecasting, together with a concerted effort to quantify it and translate this uncertain information into meaningful forecasts, could substantially enhance the usefulness of weather forecasts.

Probabilistic and statistical methods may be viewed by some meteorologists as an (ultimately) unnecessary — or even undesirable — addendum to the weather forecasting process. We believe that this view is both fundamentally unsound and practically unrealistic. It is argued here that in the most efficient and effective weather forecasting systems of the future, statistical methods justifiably will be an integral part (“part and parcel”) of this process, thereby complementing and extending the capabilities of traditional numerical weather prediction.

Acknowledgments. Judit Bartholy, Martin Ehrendorfer, Edwart Epstein, Lev Gandin, Hary Glahn, Richard Katz, Ian Mason, David Williamson, Robert Winkler, and Francis Zwiers provided valuable comments on earlier versions of this paper. The author accepts full responsibility for any remaining errors or misstatements. Sincere thanks are due the Hungarian Academy of Sciences and the Hungarian Meteorological Service, whose kind invitation and generous financial support made it possible for the author to participate in Meteorological Scientific Days — 1988 (MSD-88). The paper is dedicated to the memory of Otto Gulyas, the organizer of MSD-88 and a good friend, who died unexpectedly in September 1988. This work was supported in part by the National Science Foundation (Division of Atmospheric Sciences) under Grant ATM-8714108.

REFERENCES

- Anthes, R. A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Monthly Weather Review*, **111**, 1306–1335.
- Arpe, K., A. Hollingsworth, M. S. Tracton, A. C. Lorenc, S. Uppala, and P. Kallberg, 1985: The response of numerical weather prediction systems to FGGG level IIb data. Part II: Forecast verifications and implications for predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 67–101.
- Bengtsson, L., 1988: Weather forecasting and prediction. *McGraw-Hill Yearbook of Science and Technology*. New York, McGraw-Hill, pp. 483–488.
- Bennett, A. F., and L. M. Leslie, 1983: Statistical correction of dynamical prognoses: the decision problem. *Monthly Weather Review*, **111**, 343–352.
- Bergman, K. H., 1979: Multivariate analysis of temperatures and winds using optimum interpolation. *Monthly Weather Review*, **107**, 1423–1444.
- Bettle, T. W., and D. P. Baumhelfner, 1984: Total and planetary-scale systematic errors in recent NMC operational model forecasts. *Monthly Weather Review*, **112**, 2317–2325.
- Brown, B. G., R. W. Katz, and A. H. Murphy, 1986: On the economic value of seasonal-precipitation forecasts: the following/planting problem. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **67**, 833–841.
- Chen, Y.-S., M. Ehrendorfer, and A. H. Murphy, 1987: On the relationship between the quality and value of forecasts in the generalized cost-loss ratio situation. *Monthly Weather Review*, **115**, 1534–1541.
- Clemen, R. T., and A. H. Murphy, 1986a: Objective and subjective precipitation probability forecasts: statistical analysis of some interrelationships. *Weather and Forecasting*, **1**, 56–65.
- Clemen, R. T., and A. H. Murphy, 1986b: Objective and subjective precipitation probability forecasts: some methods for improving forecast quality. *Weather and Forecasting*, **1**, 213–218.
- Daan, H., 1984: Scoring rules in forecast verification. Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, PSMP Report Series No. 4, 60 pp.
- Dalcher, A., E. Kalnay and R. N. Hoffman, 1988: Medium range lagged average forecasts. *Monthly Weather Review*, **116**, 402–416.
- Ehrendorfer, M., and A. H. Murphy, 1988: Comparative evaluation of weather forecasting systems: sufficiency, quality, and accuracy. *Monthly Weather Review*, **116**, 1757–1770.
- Elio, R., J. de Haan, and G. S. Strong, 1987: METEOR: an artificial intelligence system for convective storm forecasting. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **4**, 19–28.
- Epstein, E. S., 1969: Stochastic dynamic prediction. *Tellus*, **21**, 739–759.
- Epstein, E. S., 1988: Long-range weather prediction: limits of predictability and beyond. *Weather and Forecasting*, **3**, 69–75.
- Epstein, E. S., and A. H. Murphy, 1988: Use and value of multiple-period forecasts in a dynamic model of the cost-loss ratio situation. *Monthly Weather Review*, **116**, 746–761.
- Fleming, H. E., D. S. Crosby, and A. C. Neuendorfer, 1986: Correction of satellite temperature retrieval errors due to errors in atmospheric transmittances. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 869–882.
- Fraedrich, K., and L. M. Leslie, 1987a: Combining predictive schemes in short-term forecasting. *Monthly Weather Review*, **115**, 1640–1644.
- Fraedrich, K., and L. M. Leslie, 1987b: Evaluation of techniques for the operational, single station, short-term forecasting of rainfall at a midlatitude station (Melbourne). *Monthly Weather Review*, **115**, 1645–1654.
- Fraedrich, K., and L. M. Leslie, 1988: Real-time short-term forecasting of precipitation at an Australian tropical station. *Weather and Forecasting*, **3**, 104–114.
- Gandin, L. S., 1963: Objective analysis of meteorological fields. *Hydrometeorizdat* (Leningrad, U.S.S.R.). English translation by Israel Program for Scientific Translations, 1965, 242 pp.
- Gandin, L. S., 1988: Complex quality control of meteorological observations. *Monthly Weather Review*, **116**, 1137–1156.
- Glahn, H. R., 1985: Statistical weather forecasting. *Probability, Statistics, and Decision Making in the Atmospheric Sciences* (A. H. Murphy and R. W. Katz, Editors). Boulder, Colorado, Westview Press, pp. 289–335.
- Glahn, H. R., G. M. Carter, and D. A. Unger, 1987: Current status, recent developments, and extensions to the MOS guidance system in the United States. *Extended Abstracts of Papers Presented at the WMO Workshop on Significant Weather Elements Prediction and Objective Interpretation Methods* (Toulouse, France). Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, PSMP Report Series No. 25, pp. 39–44.
- Glowacki, T. J., 1988: Statistical corrections to dynamical model predictions. *Monthly Weather Review*, **116**, 2614–2627.
- Hoffman, R. N., and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus*, **35A**, 100–118.
- Kalnay, E., and A. Dalcher, 1987: Forecasting forecast skill. *Monthly Weather Review*, **115**, 349–356.
- Katz, R. W., A. H. Murphy, and R. L. Winkler, 1982: Assessing the value of frost forecasts to orchardists: a dynamic decision-making approach. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 518–531.
- Krzysztofowicz, R., and D. Long, 1988: Sufficiency relation for comparing binary event forecasts. Submitted for publication in the *International Journal of Forecasting*.
- Lemcke, C., and S. Kruczynski, 1988: Model output statistics forecasts: three years of operational experience in The Netherlands. *Monthly Weather Review*, **116**, 1077–1090.
- Lorenc, A. C., 1981: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Review*, **109**, 701–721.
- Lorenc, A. C., 1986: Analysis methods for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 1177–1194.
- Lorenc, A. C., 1988a: Optimal nonlinear objective analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 205–240.
- Lorenc, A. C., 1988b: A practical approximation to optimal four-dimensional objective analysis. *Monthly Weather Review*, **116**, 730–745.
- Lorenc, A. C., and O. Hammon, 1988: Objective quality control of observations using Bayesian methods: theory and a practical implementation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 515–543.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 130–141.
- Lorenz, E. N., 1982: Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, **34**, 505–513.
- Mason, I. B., 1982: A model for assessment of weather forecasts. *Australian Meteorological Magazine*, **30**, 291–304.
- Murphy, A. H., 1985a: Probabilistic weather forecasting. *Probability, Statistics, and Decision Making in the Atmospheric Sciences* (A. H. Murphy and R. W. Katz, Editors). Boulder, Colorado, Westview Press, pp. 337–377.
- Murphy, A. H., 1985b: Decision making and the value of forecasts in a generalized model of the cost-loss ratio situation. *Monthly Weather Review*, **113**, 362–369.
- Murphy, A. H., 1988: Diagnostic verification of weather forecasts. *Extended Abstracts of Papers Presented at the WMO Technical Conference on Regional Weather Prediction* (Reading, U. K.). Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, PSMP Report Series No. 27, pp. 67–74.
- Murphy, A. H., B. G. Brown, and Y.-S. Chen, 1989: Diagnostic verification of temperature forecasts. Submitted for publication in *Weather and Forecasting*.
- Murphy, A. H., Y.-S. Chen, and R. T. Clemen, 1988: Statistical analysis of interrelationships between objective and subjective temperature forecasts. *Monthly Weather Review*, **116**, 2121–2131.
- Murphy, A. H., and H. Daan, 1984: Impacts of feedback and experience on the quality of subjective probability forecasts: comparison of results from the first and second years of the Zierikzee experiment. *Monthly Weather Review*, **112**, 413–423.

- Murphy, A. H., and H. Daan, 1985: Forecast evaluation. *Probability, Statistics, and Decision Making in the Atmospheric Sciences* (A. H. Murphy and R. W. Katz, Editors). Boulder, Colorado, Westview Press, pp. 379-437.
- Murphy, A. H., and M. Ehrendorfer, 1987: On the relationship between the accuracy and value of forecasts in the cost-loss ratio situation. *Weather and Forecasting*, **2**, 243-251.
- Murphy, A. H., and E. S. Epstein, 1989: Skill scores and correlation coefficients in model verification. *Monthly Weather Review*, **117**, in press.
- Murphy, A. H., R. W. Katz, R. L. Winkler, and W.-R. Hsu, 1985: Repetitive decision making and the value of forecasts in the cost-loss ratio situation: a dynamic model. *Monthly Weather Review*, **113**, 801-813.
- Murphy, A. H., and R. L. Winkler, 1987: A general framework for forecast verification. *Monthly Weather Review*, **115**, 1330-1338.
- Murphy, A. H., and R. L. Winkler, 1988: Diagnostic verification of precipitation probability forecasts. Manuscript (to be submitted for publication in the *International Journal of Forecasting*).
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 463-493.
- Palmer, T. N., and S. Tibaldi, 1988: On the prediction of forecast skill. *Monthly Weather Review*, **116**, 2453-2480.
- Phillips, N., L. McMillan, A. Gruber, and D. Wark, 1979: An evaluation of early operational temperature soundings from TIROS-N. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **60**, 1188-1197.
- Rutherford, I., 1973: Experiment on the updating of PE forecasts with real wind and geopotential data. *Preprints of Third Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences* (Boulder, Colorado). Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, pp. 198-201.
- Saha, S., and J. Alpert, 1988: Systematic errors in NMC medium range forecasts and their correction. *Preprints of Eighth Conference on Numerical Weather Prediction* (Baltimore, Maryland). Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, pp. 472-477.
- Sarrazin, R., and L. J. Wilson, 1987: Comparison of MOS and perfect prog probability of precipitation forecasts using the signal detection theory model. *Preprints of Tenth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences* (Edmonton, Canada). Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, pp. 95-100.
- Schemm, J.-K. E., and A. J. Faller, 1986: Statistical corrections to numerical predictions. Part IV. *Monthly Weather Review*, **114**, 2402-2417.
- Schlatter, T. W., 1975: Some experiments with a multivariate statistical objective analysis scheme. *Monthly Weather Review*, **103**, 246-257.
- Sonka, S. T., J. W. Mjetea, P. J. Lamb, S. E. Hollinger, and B. L. Dixon, 1987: Valuing climate forecast information. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 1080-1091.
- Stewart, T. R., R. W. Katz, and A. H. Murphy, 1984: Value of weather information: a descriptive study of the fruit-frost problem. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **65**, 126-137.
- Stewart, T. R., W. R. Moninger, J. Grassia, R. H. Brady, and F. H. Merrem, 1989: Analysis of expert judgment in a hail forecasting experiment. *Weather and Forecasting*, **4**, in press.
- Talagrand, O., and P. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. Part I: Theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **113**, 1311-1328.
- Tapp, R. G., F. Woodcock, and G. A. Mills, 1986: The application of model output statistics to precipitation prediction in Australia. *Monthly Weather Review*, **114**, 50-61.
- Thiebaut, H. J., and M. A. Pedder, 1987: *Spatial Objective Analysis*. London, U. K., Academic Press, 299 pp.
- Tribbia, J. J., and R. A. Anthes, 1987: Scientific basis of modern weather prediction. *Science*, **237**, 493-499.
- Wilks, D. S., and A. H. Murphy, 1986: A decision-analytic study of the joint value of seasonal precipitation and temperature forecasts in a choice-of-crop problem. *Atmosphere-Ocean*, **24**, 353-368.
- Wilson, L. J., 1985: Application of statistical methods to short range operational weather forecasting. *Preprints of Ninth Conference on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences* (Virginia Beach, Virginia). Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, pp. 1-10.
- Winkler, R. L., and A. H. Murphy, 1985: Decision analysis. *Probability, Statistics, and Decision Making in the Atmospheric Sciences* (A. H. Murphy and R. W. Katz, Editors). Boulder, Colorado, Westview Press, pp. 493-524.
- Winston, H. A., 1988: A comparison of three radar-based severe-storm-detection algorithms on Colorado high plains thunderstorms. *Weather and Forecasting*, **3**, 131-140.
- World Meteorological Organization, 1987: *Extended Abstracts of Papers Presented at the WMO Workshop on Significant Weather Elements Prediction and Objective Interpretation Methods* (Toulouse, France). Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, PSMP Report Series No. 25, 187 pp.
- Zhukovsky, E. E., 1987: Statistical decisions and problems of the optimum use of meteorological information. *Proceedings of the First World Congress of the Bernoulli Society* (Yu. Prohorov and V. V. Sazonov, Editors), Volume 2. Utrecht, The Netherlands, VNU Science Press, pp. 625-635.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

A meteorológiai folyamatok modellezésében alkalmazott numerikus módszerek

GERESDI ISTVÁN

Országos Meteorológiai Szolgálat BRJE
H–7801 Szalánta, Pf. 1.

WEIDINGER TAMÁS

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

Röviden áttekintjük a különböző skálájú légköri folyamatok modellezésekor alkalmazott numerikus eljárásokat. Részletesen foglalkozunk a véges különbséges módszerekkel, amelyeket főleg a mezo-, illetve ennél kisebb léptékű folyamatok (például zivatarfelhők) modellezése során használnak. Ezeket a kétdimenziós advekción egyenlet megoldásán elemezzük. Hat különböző véges különbséges módszerrel végzünk numerikus kísérletet. Összehasonlítjuk az egyes módszerekkel végzett számítások eredményeit és megadjuk ezek relatív számítógép-kapacitás igényét. Az eredmények alapján nem javasoljuk az *upstream*- és az *Arakawa-Euler*-módszer használatát. Azt, hogy a többi véges különbséges séma közül melyiket válasszuk, a feladat jellege és nem utolsósorban a rendelkezésre álló számítógép-kapacitás határozza meg.

*

Numerical methods applied for modelling atmospheric processes. A brief summary of numerical methods used in modeling of atmospheric processes of different scales is given. The finite difference methods applied for mesoscale and cloud modeling are investigated in detail. A numerical experiment was made with six different types of finite difference methods. Comparison of the results of different numerical methods and their computer-capacity needs are given. On the basis of the results, the upstream and Arakawa-Euler methods are not proposed. The task and the computer capacity determine the selection from the other available methods.

Bevezetés

A meteorológiai kutatások felölelik a légköri turbulencia teljes tartományát, a molekuláris mozgásoktól a planetáris cirkulációig. A Föld-légkör rendszer belső és külső kényszerhatásai jellegzetes tér- és időskálájú folyamatokat alakítanak ki. A meteorológiai állapothatározók folytonos spektrumában jól elkülöníthető maximumok és minimumok figyelhetők meg (*Lumley és Panofsky, 1964*). Ez ad elméleti lehetőséget a különböző skálájú folyamatok önálló tanulmányozására, a közöttük levő nemlineáris kölcsönhatások elemzésére.

A légköri folyamatokat leíró hidro-termodinamikai egyenletrendszernek – bonyolultsága miatt – nem tudjuk megadni analitikus megoldását. A számítás-

technika fejlődésével azonban lehetővé vált az egyenletrendszer – feladattól függő – egyszerűsített változatainak egyre pontosabb numerikus megoldása.

A negyvenes évek végére kialakult a numerikus prognosztika, amely *Charney et al.* (1950) barotrop modelljétől mára eljutott a különböző skálájú és bonyolultsági fokú modellek egymásra épülő rendszeréig.

A numerikus prognosztika elméleti kérdéseivel a hatvanas évek második felétől foglalkoznak a hazai meteorológusok (*Ambrózy*, 1967; *Dési és Rákóczi*, 1970). A numerikus modellalkotás a hetvenes évek második felében bontakozott ki. A modellegyenletek megoldásában véges különbséges módszereket alkalmaztak. *Práger* (1978 a, b, 1979) a Kárpát-medence térségére vonatkozó előrejelzési modellt készített. *Mersich* (1981) a domborzat áramlást-módosító hatását, *F. Iványi* (1984) a városi hősziget jelenségét tanulmányozta. A felhőmodellezésben *Geresdi és Zoltán* (1987) munkája érdemel figyelmet. A legújabb kutatások közül *Gyuró és Práger* (1988) nagytérségű modelljét emeljük ki, amelyben a hidro-termodinamikai egyenletrendszert már pseudo-spektrális módszerrel oldják meg.

A dolgozatban bemutatjuk a leggyakrabban használt numerikus módszereket. Ezen belül részletesen foglalkozunk a véges különbséges sémákkal, amelyeket különösen a kisskálájú folyamatok modellezésében alkalmaznak. E sémákat az ún. advekción egyenleten teszteljük, képet adva pontosságukról és alkalmazhatóságukról.

1. A numerikus modellek konstrukciós kérdései

A modellezni kívánt légköri folyamat kiválasztásától a számítógépes realizációig több, egymásra épülő problémát kell megoldani. A modellegyenletek felírásánál a következő főbb szempontokat veszik figyelembe:

- a vizsgált folyamat nagyságrendje és élettartama,
- a modellezni kívánt kölcsönhatások,
- a koordináta-rendszer megválasztása,
- a kiválasztott folyamatok parametrizációja,
- a számítógép-kapacitástól és a feladat jellegétől függő numerikus módszer alkalmazása,
- a kezdeti és határfeltételek megadása.

A numerikus modellek egy tér- és időbeli rácshálózat pontjaiban adják meg a meteorológiai elemek értékeit (sebesség, hőmérséklet, nyomás, nedvesség, hidrometeorok koncentrációja stb.). Alapvető fontosságú a rácshálózat méretének, a ráctávolságnak és az időlépcsőnek az optimális megválasztása. A ráctávolságnak a vizsgált folyamat méreténél legalább egy nagyságrenddel kisebbnek kell lennie. A nagytérségű folyamatok kvázi-kétdimenziósak; a verikális ráctávolságot a modell bonyolultsága és a rendelkezésre álló számítógép-kapacitás határozza meg. A kisskálájú folyamatok kvázi-háromdimenziósak. Itt fontossá válik a veritkális rácsfelbontás, ami a planetáris határréteg-modellekben kb. 50–200 m. A zivatarfelhőkben meghatározó a meteorológiai elemek veritkális változása. Az első egydimenziós zivatarfelhő-modellekben csak függőleges helykoordinátát használtak (*Squires és Turner*, 1962; *Wisner et al.*, 1972). Később, a számítógépek fejlődésével lehetővé vált a folyamatok két-, illetve háromdimenziós modellezése.

2. A modellegyenletek megoldási módszerei

A hidro-termodinamikai egyenletrendszer megoldásakor a meteorológiai feladat matematikai modelljét gyakran egy olyan másik matematikai modellé transzformálják, amely egyrészt a számítógép alkalmazásával viszonylag könnyen realizálható, másrészt bizonyos értelemben „közel” van a kiindulási modellhez, azaz jól meghatározott konvergencia, approximációs és stabilitási feltételeknek tesz eleget (Dévényi és Mersich, 1983).

Az előrejelzési modellekben alkalmazott különböző numerikus módszereket a

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -u \frac{\partial A}{\partial x} - v \frac{\partial A}{\partial y} \quad (2.1)$$

kétdimenziós advekción egyenlet, illetve a belőle származtatható

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\frac{\partial(uA)}{\partial x} - \frac{\partial(vA)}{\partial y} + A \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2.2)$$

fluxus-egyenlet segítségével mutatjuk be; ahol A egy tetszőleges helytől és időtől függő meteorológiai elem, u , v a horizontális sebesség-komponensek, x , y a Descartes-rendszerbeli térkoordináták és t az idő.

A parciális differenciálegyenletek megoldásakor a tér- és időbeli deriváltakat meghatározzák a rácsálózat megfelelő pontjaiban a már ismert mennyiségek alapján. Így egy algebrai egyenletrendszer adódik s ennek segítségével oldják meg a prognózis-feladatot.

Az időbeli deriváltak közelítésére véges különbséges sémákat alkalmaznak (Young, 1968; Marcsuk, 1976). Így többek között eltrejedt az egyszerű Euler módszer (2.4), a Crank-Nicholson séma (2.5), a centrális módszer (2.6), valamint az ún. Adams-Bashforth séma (2.7) (Lilly, 1965; Marcsuk, 1976). Későbbiekben mi is e sémákat alkalmazzuk. Az egyes módszereket a (2.1) advekción egyenlet J Jacobi-determináns segítségével felírt

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -J(\psi, A) \quad (2.3)$$

alakján mutatjuk be, ahol ψ az áramfüggvényt jelöli:

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^n - J_{j,1}^n \Delta t, \quad (2.4)$$

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^n - [(J_{j,1}^{n+1} + J_{j,1}^n)/2] \Delta t, \quad (2.5)$$

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^{n-1} - J_{j,1}^n 2\Delta t, \quad (2.6)$$

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^n - (1,5J_{j,1}^n - 0,5J_{j,1}^{n-1}) \Delta t. \quad (2.7)$$

Az Euler és a Crank-Nicholson séma időben csak elsőrendű közelítést ad. A centrális és az Adams-Bashforth módszer alkalmazása ehhez képest megkétszerezi a számítógép memória igényét, cserében viszont a módszer időben másodrendben pontos.

A térbeli deriváltak meghatározására több lehetőség van. A véges különbséges módszer mellett – a nagytérségű folyamatok modellezésében – eltrejedt

a spektrális és a pszeudo-spektrális eljárás is. A kisskálájú folyamatok leírásában pedig gyakran alkalmazzák a végeelem módszert.

Elsőként a térbeli deriváltak véges különbséges meghatározásával foglalkozunk, majd más típusú előállításukat elemezzük.

3. Véges különbséges módszerek

Ez a legelterjedtebb numerikus módszer. Egyszerűsége és jól programozhatósága miatt minden méreetskálán alkalmazzák. Hátránya, hogy a tér- és időbeli deriváltakat alacsony rendben approximálja. A numerikus modellezésben leggyakrabban használt sémák közül ötöt mutatunk be részletesen. Ezek a térbeli deriváltakra első-, illetve másodrendű közelítést adnak. Léteznek pontosabb, negyed-, hatod-, stb. -rendű eljárások is (*Kreiss és Olinger, 1972*); alkalmazásukat azonban a sémák approximációs rendjével arányosan növekvő számítógépidő igény korlátozza.

Vizsgálatainkat egy ekvidisztrans tér- és időbeli rácson ($\Delta x, \Delta y, \Delta t, \Delta x = \Delta y$) végeztük. A rácspont x, y és t irányú sorszámát j, l, n adja meg. A meteorológiai elemek értéke a (j, l, n) -edik rácspontban:

$$u = u_{j,1}^n, \quad v = v_{j,1}^n \text{ és } A = A_{j,1}^n.$$

A rácshálózat az x, y, t koordináta-irányokban J, L, N pontból áll.

3.1. *Upstream differencia módszer.* A közelítés a következő egyenlettel írható le:

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^n - (G_{j,1}^n + H_{j,1}^n)\Delta t, \quad (3.1)$$

ahol

$$G_{j,1}^n = \begin{cases} u_a(A_{j,1}^n - A_{j-1,1}^n)/\Delta x, & \text{ha } u_a > 0 \\ u_a(A_{j+1,1}^n - A_{j,1}^n)/\Delta x, & \text{ha } u_a \leq 0 \end{cases}$$

és

$$H_{j,1}^n = \begin{cases} v_a(A_{j,1}^n - A_{j,1-1}^n)/\Delta y, & \text{ha } v_a > 0 \\ v_a(A_{j,1+1}^n - A_{j,1}^n)/\Delta y, & \text{ha } v_a \leq 0. \end{cases}$$

A stabilitás feltétele az alábbi egyenlőtlenségek teljesülése a rácshálózat minden pontjára minden időpontban:

$$\left| \frac{u_a \Delta t}{\Delta x} \right| < 1 \text{ és } \left| \frac{v_a \Delta t}{\Delta y} \right| < 1. \quad (3.2)$$

A fenti egyenletekben v_a és u_a az ún. advektív sebességek. Ezek közelítésére az irodalomban többféle eljárás található. Általában vagy egyszerűen csak a rácshálózat adott j, l pontjában levő sebességeket veszik, vagy a szomszédos rácspontok súlyozott átlagából képezik az értékeket (*Wisner et al., 1972*).

Az approximáció mind térben, mind időben elsőrendű. Az eljárás előnye a kis számítógép-kapacitás igény, az egyszerűség ára viszont a számítások során fellépő jelentős numerikus diffúzió. Emiatt a módszer használata visszaszorult

és ma már többnyire csak az egydimenziós változatát alkalmazzák (Geresdi és Zoltán, 1987).

3.2. *A kétdimenziós Crowley-féle advekción módszer.* A Crowley (1968) által javasolt egydimenziós módszer kiterjesztésére két eljárás használatos. Az egyik a Marcsuk és Leith által javasolt komponensenkénti particionálás módszere (Leith, 1965), a másik Smolarkievicz (1982) eljárása. Ebben a fejezetben ez utóbbi módszer kétdimenziós változatát ismertetjük. A Shuman-típusú operátorok alkalmazásával a közelítés a következő alakban írható fel:

$$A_{j,1}^{n+1} = A_{j,1}^n - u_{j,1}^n \Delta t \delta_x \overset{\sim y}{A}_{j,1}^n - v_{j,1}^n \Delta t \delta_y \overset{\sim x}{A}_{j,1}^n + (u_{j,1}^n \Delta t)^2 \delta_{xx} A_{j,1}^n / 2 + (v_{j,1}^n \Delta t)^2 \delta_{yy} A_{j,1}^n / 2 + u_{j,1}^n v_{j,1}^n \Delta t^2 \delta_{xy} \overset{-xy}{A}_{j,1}^n, \quad (3.3)$$

ahol a fölülvonás és a hullám az x , y független változókra vonatkozó átlagértékeket, a δ pedig a parciális deriváltak véges különbséges közelítését jelenti:

$$\overset{-x}{A}_{j,1}^n = (A_{j+1/2,1}^n + A_{j-1/2,1}^n) / 2, \\ \overset{\sim x}{A}_{j,1}^n = (A_{j+1,1}^n + A_{j-1,1}^n) / 2, \\ \delta_x A_{j,1}^n = (A_{j+1/2,1}^n - A_{j-1/2,1}^n) / \Delta x. \quad (3.4)$$

Az y független változó esetén hasonló formulák használhatók.

A számítások egyszerűsítésére a (3.3) egyenlet utolsó tagját (a keresztderivált közelítését) gyakran elhagyják. Ez azonban még a stabilitási kritérium teljesülése esetén is teljesen instabillá teheti a módszert (Smolarkievicz, 1982).

A stabilitás szükséges feltétele a következő egyenlőtlenség teljesülése a rácshálózat minden pontjára és minden időpillanatban:

$$\left[\left(\frac{u_{j,1}^n \Delta t}{\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{v_{j,1}^n \Delta t}{\Delta y} \right)^2 \right]^{1/2} \leq 0,95. \quad (3.5)$$

A közelítés időben első-, térben másodrendű.

3.3. *Többdimenziós pozitív definit advekción módszer (MPDA).* A felhőmodellekben számos paraméter nem vehet fel negatív értéket (például a felhőelemek koncentrációja). Tehát e feltétel teljesülését a numerikus módszertől is meg kell követelni. Ezt a követelményt a 3.1. alfejezetben bemutatott módszer teljesíti, szemben a 3.2. alfejezetben ismertetettel. Mint már említettük, az „upstream” módszer nagy hátránya a jelentős numerikus diffúzió. Ennek kiküszöbölésére javasolta Smolarkievicz (1983, 1984) az ún. pozitív definit advekción módszert.

Az eljárás lényege az u_{ad} antidiffúziós sebesség bevezetése és egy iterációs eljárás segítségével az „upstream” módszerrel kapott megoldás korrigálása.

Az alábbiakban röviden ismertetjük az algoritmust. Első közelítésben az egyszerűség kedvéért feltételezzük, hogy a sebességtér mind térben, mind időben állandó. Fejtsük másodrendű Taylor-sorba a (3.1) egyenletben szereplő $A_{j,1}^n$, $A_{j\pm 1,1}^n$ és $A_{j,1\pm 1}^n$ tagokat az idő-, illetve térkoordináták szerint a $(j,$

l, n pont körül és helyettesítsük vissza ezeket a (3.1) egyenletbe. Definiáljuk az alábbi összefüggéssel az antidiffúziós sebességkomponenseket:

$$\begin{aligned} u_{\text{ad}} &= \frac{1}{A} \left[0,5(|u|\Delta x - \Delta t u^2) \frac{\partial A}{\partial x} - 0,5\Delta t v \frac{\partial A}{\partial y} \right], \\ v_{\text{ad}} &= \frac{1}{A} \left[0,5(|v|\Delta y - \Delta t v^2) \frac{\partial A}{\partial y} - 0,5\Delta t u \frac{\partial A}{\partial x} \right]. \end{aligned} \quad (3.6)$$

Ezek után belátható, hogy a 3.1. alfejezetben ismertetett módszer, valamint egy térben és időben másodrendűen pontos megoldás közötti különbséget megadó korrekciós tag a következőképpen írható fel:

$$K = \frac{\partial(v_{\text{ad}}A)}{\partial x} + \frac{\partial(v_{\text{ad}}A)}{\partial y}. \quad (3.7)$$

Az iterációs eljárás a következő:

- a) Oldjuk meg a 3.1. alfejezetben ismertetett módon a (2.2) fluxus-egyenletet.
- b) Az így kapott A értékekkel számítsuk ki az antidiffúziós sebességkomponenseket.
- c) Korrigáljuk az A paramétert az a) pontban használt összefüggés segítségével úgy, hogy a sebességkomponensek helyére az antidiffúziós sebességkomponenseket helyettesítsük.

A b) és c) pontot tetszőlegesen sokszor alkalmazhatjuk egymás után.

Divergenciamentes sebességtér és csak a térbeli koordinátáktól függő sebességkomponensek esetén könnyen belátható, hogy a fenti eljárás módosítás nélkül alkalmazható. Ha a sebességtér nem divergenciamentes, akkor az antidiffúziós sebességkomponensek némileg bonyolultabb meghatározása után a módszer szintén alkalmazható (Smolarkievicz, 1983). Időfüggő sebességtér esetén a korrekciós tag tartalmazza a sebességkomponensek idő szerinti parciális deriváltját. Ennek numerikus közelítésére többféle formula alkalmazható (Smolarkievicz és Clark, 1986). Ha erre időben másodrendű közelítést használunk, a módszer is időben másodrendű közelítést ad.

Smolarkievicz vizsgálatai alapján az iterációk számának növelése nem növeli az approximáció rendjét. Négynél több iteráció esetén már nem növekszik jelentősen a módszer pontossága. Az eljárás stabilitásának feltétele a következő egyenlőtlenség teljesülése a rácshálózat minden pontjára, minden időpillanatban:

$$\left| \frac{u_{j+1/2, 1}^n \Delta t}{\Delta x} \right| + \left| \frac{v_{j, 1+1/2} \Delta t}{\Delta y} \right| \leq 0,95. \quad (3.8)$$

A módszer egyesíti a 3.1. és 3.2. alfejezetekben ismertetett eljárások előnyös tulajdonságait, azaz a numerikus diffúzió jelentős csökkentése mellett biztosítja az eljárás pozitív definit voltát.

3.4. Az Arakawa-módszer. A légköri folyamatok modellezésében fontos szempont, hogy numerikus okokból ne sérüljenek a különböző paraméterekre vonat-

kozó megmaradási törvények. Különösen fontos ez a dinamikai jellemzők esetében. Ezt a követelményt teljesíti az advekcíós tagra az *Arakawa* (1966) által javasolt közelítés. A módszer kielégíti például az örvényesség, annak négyzete, valamint a kinetikus energia megmaradási tételét.

A (2.1) advekcíós egyenletet a *J* Jacobi determináns segítségével írjuk fel a (2.3) alakban. Az időbeli deriválást az Euler-féle (2.4), illetve az Adams-Bashforth-féle (2.7) módszer felhasználásával végezzük el. Az *Arakawa* által javasolt másodrendűen pontos közelítéssel a Jacobi determináns véges különbséges alakja:

$$\begin{aligned}
 J_{j,1}^n = \frac{1}{12\Delta_e^2} & \left\{ \psi_{j+1,1}^n (A_{j,1+1}^n + A_{j+1,1+1}^n - A_{j,1-1}^n - A_{j+1,1-1}^n) + \right. \\
 & + \psi_{j-1,1}^n (A_{j-1,1-1}^n + A_{j,1-1}^n - A_{j-1,1+1}^n - A_{j,1+1}^n) + \\
 & + \psi_{j,1+1}^n (A_{j-1,1}^n + A_{j-1,1+1}^n - A_{j+1,1}^n - A_{j+1,1+1}^n) + \\
 & + \psi_{j,1-1}^n (A_{j+1,1}^n + A_{j+1,1-1}^n - A_{j-1,1}^n - A_{j-1,1-1}^n) + \\
 & + \psi_{j-1,1-1}^n (A_{j,1-1}^n - A_{j-1,1}^n) + \psi_{j-1,1+1}^n (A_{j-1,1}^n - A_{j,1+1}^n) + \\
 & \left. + \psi_{j+1,1+1}^n (A_{j,1+1}^n - A_{j+1,1}^n) + \psi_{j+1,1-1}^n (A_{j+1,1}^n - A_{j,1-1}^n) \right\}. \quad (3.9)
 \end{aligned}$$

Δ_e jelöli a két szomszédos rácspont közötti távolságot az ekvivalens rácson.

3.5. *Komponensek szerinti particionálás.* A módszer részletes leírása *Marcus* (1976, 1982) munkáiban található. Itt csak az általunk alkalmazott véges különbséges séma tárgyalására szorítkozunk. A (2.1) egyenletet oldjuk meg. Feltesszük, hogy a sebességmezőre teljesül a divergenciamentesség, vagyis az összenyomhatatlan közeg kontinuitási egyenlete:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (3.10)$$

A térbeli deriváltakat másodrendű centrális sémával közelítjük. A (2.1) egyenletet a $(j\Delta x, l\Delta y)$ pontban a következő alakban írjuk fel:

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t} \right)_{j,1} = [-(A_1 + A_2)A]_{j,1}, \quad (3.11)$$

ahol A_1, A_2 operátor,

$$\begin{aligned}
 (A_1 A)_{j,1} &= \frac{(u_{j+1,1} + u_{j,1})0,5A_{j+1,1} - (u_{j,1} + u_{j-1,1})0,5A_{j-1,1}}{2\Delta x}, \\
 (A_2 A)_{j,1} &= \frac{(v_{j,1+1} + v_{j,1})0,5A_{j,1+1} - (v_{j,1} + v_{j,1-1})0,5A_{j,1-1}}{2\Delta y}. \quad (3.12)
 \end{aligned}$$

Megfelelő határfeltételek választásával e közelítés abszolút stabilis. Ilyen esetben a (3.11) egyenlet két egyszerűbb egyenletre bontható.

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t} \right)_{j,1} = -(A_1 A)_{j,1}, \quad (3.13)$$

$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)_{j,1} = -(A_2 A)_{j,1}. \quad (3.14)$$

Az időbeli deriváltak közelítésére a Chrank-Nicholson sémát alkalmazzuk ((2.5) egyenlet). Természetesen más, egyszerűbb véges különbséges módszer is választható (Marcsuk, 1976). A négy lépésből álló eljárás során $\Delta t/4$ lépésenként haladunk. Minden Δt időlépcsőben kétszer oldjuk meg az x irányú (3.13) és kétszer az y tengely irányú (3.14) egyenletet, így egy időben másodrendű sémához jutunk. Általános esetben A_1 és A_2 operátor fél időlépcsős értékével számolunk. A gyakorlatban azonban minden részidőlépcsőre – a kezdeti adatok segítségével – külön meghatározzuk A_1 és A_2 operátort.

Az ismertett módszer könnyen általánosítható több komponensre is. Az eljárás a hidro-termodinamikai egyenletrendszer egyszerű, jól kezelhető egyenletek összegére bontja. A módszert elterjedten alkalmazzák a szovjet modellezési gyakorlatban, különösen a kisskálájú folyamatok leírásában.

4. Pseudo-spektrális módszer

Az eljárás részletes leírása Gottlieb és Orszag (1977), valamint Merilees és Orszag (1979) munkájában található. A módszert legtöbbször a nagytérségű folyamatok modellezésében alkalmazzák. A pseudo-spektrális eljárás a térbeli deriváltakat analitikus formában adja meg, konstruálásához egy előzetes rácshálózat szükséges. A módszer a meteorológiai elemek rácsponti értékeit pontfüggvényekből álló véges Fourier-sor alakjában reprezentálja. Ehhez valamilyen ortogonális függvényrendszer használnak. A meteorológiai gyakorlatban a térképsík feletti koordináta-rendszerekben véges diszkrét értékű trigonometrikus sor alkalmazása terjedt el, a szférikus koordináta-rendszerben pedig ún. szférikus függvényrendszereket használnak.

A módszert az egydimenziós advekción egyenleten mutatjuk be. Az eljárás egyszerűen alkalmazható a kétdimenziós esetre, a (2.1) összefüggésre is. A

$$\lambda = 2\pi x/L, \quad \omega = 2\pi A/L, \quad \varphi = 2\pi u/L$$

transzformációval az egydimenziós advekción egyenletből a következő kifejezés adódik:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \varphi \frac{\partial \omega}{\partial \varphi} = 0, \quad (4.1)$$

ahol L a feladathoz tartozó előrejelzési intervallum hossza: $L = \Delta x(J-1)$. Az új rácshálózat elemei: $\lambda_j = 2\pi j/J$.

Az ω és φ rácsponti értékeit egy J elemű trigonometrikus sorral közelítjük. A komplex írásmódot alkalmazva:

$$\omega(\lambda_j, t) = \omega_j(t) = \sum_{k=-K}^K a_\omega(k, t) \exp(ik\lambda_j), \quad (4.2)$$

$$\varphi(\lambda_j, t) = \varphi_j(t) = \sum_{k=-K}^K a_\varphi(k, t) \exp(ik\lambda_j), \quad (4.3)$$

ahol $K = (J-1)/2$ egész szám, i az imaginárius egység.

A (4.2) és (4.3) egyenletből a Fourier-transzformációval adódnak az $a_\omega(k, t)$ és $a_\varphi(k, t)$ amplitúdók:

$$a_\omega(k, t) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \omega_j(t) \exp(-ik\lambda_j), \quad (4.4)$$

$$a_\varphi(k, t) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \varphi_j(t) \exp(-ik\lambda_j). \quad (4.5)$$

$\omega(\lambda_j, t)$ és $\varphi(\lambda_j, t)$ ismeretében már könnyen megadható a (4.1) egyenlet közelítő alakja az (x_j, t) pontban:

$$\sum_{k=-K}^K \frac{da_\omega(k, t)}{dt} \exp(ik\lambda_j) = \sum_{n=-K}^K \sum_{m=-K}^K ima_\varphi(n, t) a_\omega(m, t) \cdot \exp[i\lambda_j(m+n)] \quad (4.6)$$

Ha a (4.6) egyenletre a Fourier-transzformációt alkalmazzuk, akkor az $a_\omega(k, t)$ amplitúdók időbeli változására kapunk összefüggést. A trigonometrikus sorfejtés ortogonalitását kihasználva adódik a következő egyenlet:

$$\frac{da_\omega(k, t)}{dt} = - \sum_{m=-K}^K ima_\varphi(k-m, t) a_\omega(m, t) - \sum_{m=-K}^K ima_\varphi(k-m-J, t) a_\omega(m, t) - \sum_{m=-K}^K ima_\varphi(k-m+J, t) a_\omega(m, t). \quad (4.7)$$

A (4.1) egyenlet megoldása tehát visszavezethető közönséges differenciál-egyenletek megoldására, ami valamilyen közelítő módszer alkalmazásával adható meg. A (4.4) és a (4.5) kifejezésben szereplő amplitúdók meghatározására elterjedten alkalmazzák a gyors Fourier-transzformációt. A térbeli deriváltak előállításában különböző súllyal, de minden rácsponti érték résztvesz. A centrális véges különbséges sémákban viszont csak a rácsponthoz közeli elemek szerepelnek. Ezt a térbeli deriválást leíró tagokban szereplő átviteli függvénnyel kell figyelembe venni. Ilyen módon a véges különbséges módszerek a pszeudo-spektrális módszer speciális esetének tekinthetők.

Az eljárás előnye, hogy a deriváltak pontos értékét állítja elő és abszolút stabil; hátránya, hogy csak a rácshálózat által meghatározott hullámhosszak leírására alkalmas és különösen a kis hullámhosszúságok esetén pontatlanul becsüli a fázissebességet. A módszer gépidő igénye nem múlja felül lényegesen a 2-nél magasabb rendű véges különbséges sémakét, de ezeknél lényegesen nagyobb memóriakapacitást igényel. *Kreiss és Olinger (1972)* szerint 16-nál kevesebb rácspont esetén a pszeudo-spektrális megoldás gazdaságosabb a negyed-, vagy magasabb rendű véges különbséges sémák alkalmazásánál.

5. Spektrális módszer

Ez a numerikus prognosztikában használt legpontosabb eljárás. Bonyolultsága és nagy számítógép-kapacitás igénye miatt a nagy térségű folyamatok modellezésében terjedt el. A kisskálájú folyamatok leírásában a nemlineáris tagok és a parametrizációk nehézkes kezelése miatt nem alkalmazzák. A módszert

Silberman (1954) használta elsőként a meteorológiai gyakorlatban. Az azóta bekövetkezett fejlődésről Machenhauer (1979) munkája ad áttekintést.

Az eljárás megkonstruálásához nem szükséges előzetes rácshálózat. A számítási eredményeket természetesen ez az eljárás is diszkrét térbeli pontokban (rácshálózaton) adja meg. A módszer elvét a (4.1) egyenletnél általánosabb, S tartományon értelmezett

$$\frac{\partial L(\omega)}{\partial t} = F(\omega), \quad (5.1)$$

$$\omega(\mathbf{r}, 0) = \omega_0(\mathbf{r}) \quad (5.2)$$

differenciálegyenleten mutatjuk be, majd a (4.1) egyenlet megoldásával foglalkozunk. Az (5.1)-ben F , L operátorok, ω a tér- és időkoordinátáktól függő változó, \mathbf{r} a helyvektor, $\omega_0(\mathbf{r})$ a $t = 0$ -hoz tartozó kezdeti feltétel. A megoldást az S tartományban az

$$\hat{\omega}(\mathbf{r}, t) = \sum_{m=1}^M \varphi_m(t) \Psi_m(\mathbf{r}) \quad (5.3)$$

alakban keressük, ahol $\Psi_m(\mathbf{r})$ ortogonális függvényrendszer és fennáll az

$$L(\Psi_m(\mathbf{r})) - \varepsilon_m \Psi_m(\mathbf{r}) = 0, \quad m = 1, 2, \dots, M \quad (5.4)$$

összefüggés, ahol ε_m konstans.

A meteorológiai gyakorlatban az (5.4) sajátérték-feladat teljesülése leegyszerűsíti a megoldást, például az áramfüggvényre felírt örvényességi egyenlet esetén. A $(\varphi_m(t))$ amplitúdó-függvényt a Fourier-transzformáció segítségével integrál alakban kapjuk.

Az (5.1), (5.2) egyenletet $\Psi_n(\mathbf{r})$ -rel megszorozva és integrálva az S tartományra (5.3) és (5.4) kifejezések figyelembevételével a következő összefüggés adódik:

$$\frac{d\varphi_n(t)}{dt} = \frac{1}{\varepsilon_n I_{nn}} \int_s F \left(\sum_{m=1}^M \varphi_m(t) \Psi_m(\mathbf{r}) \right) \Psi_n(\mathbf{r}) ds', \quad (5.5)$$

$$n = 1, 2, \dots, M$$

és

$$\varphi_n(t = t_0) = \frac{1}{I_{nn}} \int_s \omega_0(\mathbf{r}) \Psi_n(\mathbf{r}) ds', \quad (5.6)$$

$$n = 1, 2, \dots, M$$

ahol $\Psi_n(\mathbf{r})$ ortogonalitását felhasználva

$$I_{nm} = \int_s \Psi_n(\mathbf{r}) \Psi_m(\mathbf{r}) ds' = 0, \quad \text{ha } n \neq m. \quad (5.7)$$

Az (5.5) egyenlet tehát a spektrál térben a $\varphi_n(t)$ amplitúdók időbeli változására ad összefüggést. A spektrális reprezentáció az (5.1) egyenlet optimális közelítése a négyzetesen integrálható függvények L_2 terében, azaz minimalizálja az

$$R(\hat{\omega}) = \left[-\frac{\partial}{\partial t} L \left(\sum_{m=1}^M \varphi_m(t) \Psi_m(\mathbf{r}) \right) - F \left(\sum_{m=1}^M \varphi_m(t) \Psi_m(\mathbf{r}) \right) \right] \quad (5.8)$$

hibatagot.

A spektrális és pszeudo-spektrális módszer különbözőségét a (4.1) egyenlet megoldásán szemléltetjük. A megoldásfüggvényt és $\Psi(\lambda, t)$ értékét véges Fourier-sorral közelítjük. A komplex írásmódot alkalmazva

$$\hat{\omega}(\lambda, t) = \sum_{m=-M}^M a_{\hat{\omega}}(m, t) \exp(im\lambda), \quad (5.9)$$

$$\hat{\varphi}(\lambda, t) = \sum_{m=-M}^M a_{\hat{\varphi}}(m, t) \exp(im\lambda). \quad (5.10)$$

Az amplitúdók alakja

$$a_{\hat{\omega}}(m, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \hat{\omega}(\lambda, t) \exp(-im\lambda) d\lambda, \quad (5.11)$$

$$a_{\hat{\varphi}}(m, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \hat{\varphi}(\lambda, t) \exp(-im\lambda) d\lambda. \quad (5.12)$$

A minimalizálásra váró $R(\hat{\omega})$ kifejezés

$$R(\hat{\omega}) = \frac{\partial \hat{\omega}(\lambda, t)}{\partial t} + \hat{\varphi}(\lambda, t) \frac{\partial \hat{\omega}(\lambda, t)}{\partial \lambda} \quad (5.13)$$

alakú.

Az (5.5) feladatra vonatkozó \mathcal{S} tartomány a (4.1) összefüggés szerint 2π intervallum. ε_m értéke pedig 1. Az $\hat{\omega}(\lambda, t)$ előállításában szereplő függvényrendszer ortogonalitása miatt az (5.5) összefüggés alakja

$$da_{\hat{\varphi}}(n, t) = \sum_{m=-M}^M ima_{\hat{\omega}}(m, t) a_{\hat{\varphi}}(n-m, t). \quad (5.14)$$

Észrevehető, hogy $M = K$ esetén az (5.14) egyenlőség bal oldala megegyezik a pszeudospektrális-módszer munkaformulájaként kapott (4.7) egyenlet bal oldalával, jobb oldala pedig (4.7) jobb oldalának első tagjával.

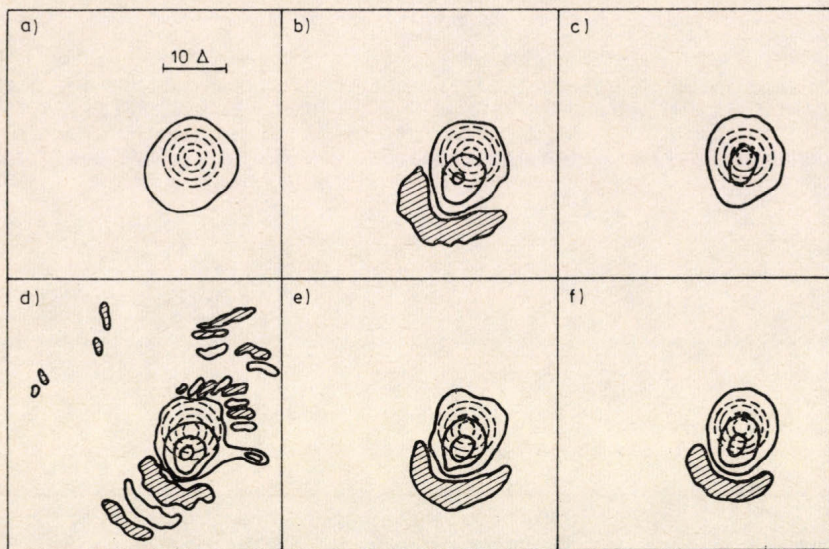
E rövid levezetésből is kitűnik a spektrális és a pszeudo-spektrális módszer különbözősége. A spektrális-módszer elkészítéséhez nincs szükség előzetes rács-hálózatra és lehetővé válik tetszőleges számú hullámmódus figyelembe vétele. A módszer az egyes meteorológiai elemek értékét és az eredeti differenciál-egyenletet is négyzetes átlagban a legjobban közelíti. Az (5.4) feltételezés lényegesen leegyszerűsíti az amplitúdókra felírt differenciálegyenletet (például az áramfüggvény segítségével felírt mozgás-, vagy örvényességi egyenletet), egyúttal azonban megnehezíti a megfelelő ortognális függvényrendszer kiválasztását.

A nagytérségű folyamatok modellezésében általában szférikus koordináta-rendszert alkalmaznak. A sebességmező helyett az áramfüggvényt és a sebességpotenciált használják. A kétdimenziós szférikus rendszerben már nem használható a koordináta-irányok szerinti trigonometrikus sorfejtés. Általában a hosszúsági körök szerinti trigonometrikus sorfejtést és a szélességi körök szerinti szférikus függvényrendszert alkalmazzák. A szférikus függvényeket a Legendre-polinomok segítségével állítják elő. A spektrális módszer számítógép-kapacitás igénye kb. kétszerese a pszeudo-spektrális eljárásának.

A meteorológiai gyakorlatban párhuzamosan alkalmazzák a bemutatott véges különbséges, spektrális és pszeudo-spektrális módszereket. Néhány napos előrejelzési modellekben a pontosság tekintetében nincs köztünk lényeges különbség. Hosszú távú (több hetes) integrálás esetén azonban már célszerű a spektrális módszer alkalmazása.

6. Numerikus kísérlet

E fejezetben a kisskálájú folyamatok modellezésében használatos véges különbséges módszereket elemezzük. A modellfeladat excentrikus kúpos kiemelkedést tartalmazó merev síklap tengely körüli forgásának szimulációja volt. Ekkor a lap egyes pontjainak magasságát választva A paraméterként, A -ra érvényes a (2.1) egyenlettel azonos $dA/dt = 0$ advekción egyenlet. A numerikus kísérleteket a második fejezetben bemutatott eljárásokkal végeztük.



1. ábra. Különböző véges különbséges módszerekkel végzett számítások eredményei: a) Upstream módszer, b) Crowley-Smolarkievicz-féle módszer, c) MPDA módszer, d) Arakawa-Euler-féle módszer, e) Arakawa-Adams-Bashforth-féle módszer, f) Marcsuk komponensenkénti particionálás módszere. A szaggatott vonalak az „ A ” paraméter kiindulási helyzetéhez tartozó izovonalakat jelölik: 0,1; 0,5; 1,0 és 1,5 sorrendben. A folytonos vonalak az egy teljes körbefordulás után – 628 időlépés – kapott értékeket mutatják. A satírozott területek a $-0,1$ -nél kisebb értékű tartományokat jelölik.

A kétdimenziós rácshálózat 51×51 rácspontot tartalmazott. A forgás szögsebessége $\omega_0 = 0.1$ 1/s volt; a forgástengely a rácshálózat középpontjában helyezkedett el ($x = 25\Delta x$, $y = 25\Delta y$). A merev test forgási sebességét a következőképpen adtuk meg:

$$\begin{aligned} u &= -\omega_0(y - y_0), \\ v &= \omega_0(x - x_0). \end{aligned} \quad (6.1)$$

A számítások során $\Delta t = 0,1s$ és $0,2s$ -os időlépcsőt alkalmaztunk. A kúpos kiemelkedés magassága 2 egységnyi, alapkörének sugara 5 egységnyi volt. A kiindulási időpontban a kúp középpontja a $(35\Delta x, 25\Delta y)$ rácspontban helyezkedett el.

Megvizsgáltuk, hogy egy teljes körbefordulás után hogyan változik az A paraméter eloszlása. Egzakt megoldás esetén a kúp nem deformálódik és egy teljes körbefordulás után pontosan a kiindulási helyzetbe jut.

A számítási eredmények az 1. ábrán láthatók. Szaggatott vonallal az A paraméter kiindulási helyzetéhez tartozó izovonalakat adtuk meg. Folytonos vonallal az egy teljes körbefordulás (628 időlépés) után kapott értékeket jelöltük. Az ábra kvalitatív képet ad a módszerek jóságáról. Látható, hogy az upstream séma használata esetén milyen nagy a numerikus diffúzió, továbbá, hogy az Arakawa-Euler közelítés mennyire instabil.

Az I. táblázatban összefoglaljuk az ismertetett véges különbséges eljárások

I. TÁBLÁZAT

A különböző véges különbséges módszerrel végzett számítások összehasonlítása

A_{\min} és A_{\max} az A paraméter minimális és maximális értékét jelöli egy teljes körbefordulás után. Minden paraméter esetében felül a $t = 0,1$ sec, alul a $t = 0,2$ sec időlépcsőhöz tartozó értékeket adjuk meg. Az Arakawa-Euler módszernél a $t = 0,2$ sec-hoz tartozó megoldás teljesen kiértékelhetetlen, így az ehhez tartozó értékeket nem közöljük. Bemutatjuk az „upstream” módszerhez viszonyítva a relatív számítógép-kapacitás igényt (idő, memória). (A számításokat HP - 1000 A600+ típusú számítógéppel végeztük).

Módszer	Közelítés rendje	er_1	er_2	A_{\max}	A_{\min}	Számítógép kapacitás	
						idő	memória
Upstream	$\Delta t, \Delta x$	$4 \cdot 10^{-2}$	0,90	0,21	0,00	1	1
		$4 \cdot 10^{-2}$	0,90	0,20	0,00		
Crowley-Smolarkievicz	$\Delta t, \Delta x^2$	$7 \cdot 10^{-2}$	0,15	1,00	-0,44	2	1
		0,12	0,25	1,02	-0,42		
MPDA (egy iterációval)	$\Delta t^2, \Delta x^2$	$7 \cdot 10^{-4}$	0,67	0,73	0,00	8	1
		$7 \cdot 10^{-4}$	0,65	0,76	0,00		
Arakawa-Euler	$\Delta t, \Delta x^2$	-0,24	-11,7	2,73	-2,63	3	1
Arakawa-Adams-Bashforth	$\Delta t^2, \Delta x^2$	$-4 \cdot 10^{-3}$	$-2 \cdot 10^{-3}$	1,23	-0,45	3	2
		$-5 \cdot 10^{-3}$	-10^{-2}	1,24	-0,46		
Komponensenkénti particionálás	$\Delta t^2, \Delta x^2$	$-5 \cdot 10^{-4}$	-0,26	1,15	-0,25	5	1
		-10^{-3}	-0,41	1,00	-0,22		

főbb jellemzőit mindkét időlépcsőértékre. Ezek között megadunk két hiba-paramétert is a következő összefüggésekkel:

$$er_1 = 1 - \int_{\mathcal{S}} A(x, y, t) dx dy / \int_{\mathcal{S}} A(x, y, 0) dx dy,$$

$$er_2 = 1 - \int_{\mathcal{S}} A^2(x, y, t) dx dy / \int_{\mathcal{S}} A^2(x, y, 0) dx dy.$$

Látható, hogy minden szempontból egyik eljárás sem optimális. Az „upstream” módszer használatakor az A paraméter maximális értéke tizedére csökken és emellett er_2 értéke is megközelíti az 1-et. Az Arakawa-Euler eljárás esetében a táblázatban közölt értékek is jól mutatják a módszer instabil jellegét. A fentiek miatt e két módszer használata általában nem javasolt.

Az MPDA módszer esetében az iterációk számának növelésével a módszer pontossága tovább növelhető. Ez azonban jelentősen növeli a számoláshoz szükséges időt. (Nagyobb teljesítményű számítógép esetén ez nem feltétlenül jelent hátrányt.) A többi módszernél a közelítés sajnos nem pozitív definit. Így a meg nem engedhető negatív paraméterértékek kiküszöbölésére a számítások során külön figyelni kell.

A fent említett problémától eltekintve az Arakawa-Adams-Bashforth-féle közelítés tekinthető a legmegfelelőbbnek. A hibaparaméterek kis értéke lehetővé teszi, hogy ezt a módszert hosszú időtartamú folyamatok modellezésére is használják. A módszer hátránya, hogy megkétszerezi a szükséges számítógép memóriát. Így a sok paramétert és rácspontot tartalmazó modellek (például zivatarfelhő modellek) esetében az eljárás nem terjedt el.

A kisskálájú folyamatok modellezésénél a Crowley-féle módszer és a komponensek szerinti particionálás módszere a legelterjedtebb (például: Orville, 1986). Ezek viszonylag pontos eljárások és számítógép-kapacitás igényük sem túl nagy.

7. Összefoglaló megjegyzések

A cikkben bemutatottuk az előrejelzési modellekben leggyakrabban alkalmazott véges különbséges, pseudo-spektrális és spektrális numerikus módszereket. A szakirodalomból jól ismert, hogy ezek közül a legpontosabb a spektrális és a pseudo-spektrális eljárás (Machenhauer, 1979). E módszereket a nagyskálájú folyamatok leírásában alkalmazzák; bonyolultságuk és nagy számítógép-kapacitás igényük miatt ez ideig nem terjedtek el a kisskálájú folyamatok modellezésében. A cikkben nem törekedtünk teljességre a különböző eljárások összevetésében, célkitűzésünk a kisskálájú modellekben alkalmazott véges különbséges sémák összehasonlítása volt. Ehhez megoldottuk a két-dimenziós advekcións egyenletet hat különböző – gyakran használt – módszerrel.

A számítási eredmények felhívták a figyelmet az upstream-módszer használatakor jelentkező nagy numerikus diffúzióra és az Euler-módszer instabil jellegére. Ezért ezek használatát nem javasoljuk. A vizsgálatok megerősítették, hogy a leggyakrabban használt módszerek közül sem lehet kiválasztani a minden szempontból optimálisat. A numerikus módszer választása minden esetben

kompromisszumot igényel. A módszerválasztást befolyásolja a modell felépítése és a rendelkezésre álló számítógép-kapacitás.

A szerzők köszönetet mondanak dr. *Práger Tamás* egyetemi docensnek a cikk elkészítéséhez nyújtott hasznos tanácsaiért.

IRODALOM

- Ambrózy, P.* (szerk.) 1967: Az időjárás dinamikus előrejelzésének alapjai. *Az Országos Meteorológiai Intézet Híatalos Kiadványai XXXI. kötet*, Budapest.
- Arakawa, A.*, 1966: Computational design for longterm numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I. *J. Comput. Phys.* 1, 119–143.
- Charney, J. G., Fjortoft, R. and Neumann, J. von.*, 1950: Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equations. *Tellus* 2, 237–254.
- Crowley, W. P.*, 1968: Numerical advection experiments. *Mon. Wea. Rev.* 96, 1–11.
- Dési, F. és Rákóczi, P.*, 1970: A légkör dinamikája. *Tan-könyvkiadó*, Budapest.
- Dévényi, D. és Mersich, I.*, 1983: Véges differencia módszerek összehasonlítása egyszerű hidrodinamikai modell alkalmazásával. *Időjárás* 87, 284–293.
- F. Iványi, Zs.*, 1984: A planetáris határréteg néhány antropogén módosulásának numerikus modellezése. *Kandidátusi értekezés*, Budapest.
- Geresdi, I. and Zoltán, Cs.*, 1987: An one-dimensional time-dependent model of Cb in cumulus stage. *Időjárás*, 91, 224–237.
- Gottlieb, D. and Orszag, S. A.*, 1977: Numerical analysis of spectral methods: Theory and applications. *NSF-CBMS Monograph, No. 26*, SIAM (Philadelphia).
- Gyuró, Gy. and Práger, T.*, 1988: Short-range forecast experiments with a limited area quasi-geostrophic model. *Időjárás* 92, 17–29.
- Kreiss, H. O. and Oliger, J.*, 1972: Comparison of accurate methods for the integration of hyperbolic equations. *Tellus* 24, 199–215.
- Leith, C. E.*, 1965: Numerical simulation of the earth's atmosphere. In *Methods in Computation Phys. Vol. 4, Application in Hydrodynamics*, Academic Press.
- Lilly, D. K.*, 1965: On the computational stability of numerical solutions of time-dependent non-linear geophysical fluid dynamics problems. *Mon. Wea. Rev.* 93, 11–26.
- Lumley, J. L. and Panofsky, H. A.*, 1964: The structure of atmospheric turbulence. *Interscience Publishers*, New York, London, Sidney.
- Machenhauer, B.*, 1979: The spectral method. Numerical methods used in atmospheric models. Vol. II. *GARP Publication Series, No. 17*.
- Marsuk, G. I.*, 1976: *A gépi matematika numerikus módszerei. Parciális differenciálegyenletek*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Marsuk, G. I.*, 1982: A környezeti problémák matematikai modellezése. *Nauka*, Moskva.
- Merilees, P. E. and Orszag, S. A.* 1979: The pseudo-spectral method. Numerical methods used in atmospheric models. Vol. II. *GARP Publications Series, No. 17*.
- Mersich, I.*, 1981: A domborzat hatása a lokális áramlási mezőre. III. rész. Az Y irányban homogén (kétdimenziós) modell: *Időjárás* 85, 80–94.
- Orville, H. D.*, 1986: Extended summary of IAS two-dimensional, bulk water parametrized cloud model. *Report of the International Cloud Modelling Workshop/Conference*. Irsee, FRG, 1985.
- Práger, T.*, 1978a: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére I. *Időjárás* 82, 200–210.
- Práger, T.*, 1978b: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére II. *Időjárás* 82, 263–275.
- Práger, T.*, 1979: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére III. *Időjárás* 83, 249–260.
- Süßerman, I.*, 1954: Planetary waves in the atmosphere. *J. Meteor.* 11, 27–34.
- Smolarkiewicz, P. K.*, 1982: The multi-dimensional Crowley advection scheme. *Mon. Wea. Rev.* 110, 1968–1983.
- Smolarkiewicz, P. K.*, 1983: A simple positive definite advection scheme with small implicit diffusion. *Mon. Wea. Rev.* 111, 479–486.
- Smolarkiewicz, P. K.*, 1984: A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion. *J. Comput. Phys.* 54, 325–362.
- Smolarkiewicz, P. K. and Clark, T. L.*, 1986: The multi-dimensional positive definite advection transport algorithm. Further options. *Report of the International Cloud Modelling Workshop Conference*. Irsee, FRG, 1985.
- Squires and Turner, J. S.*, 1962: An entraining Jet model for Cumulonimbus updraught, *Tellus* 14, 422–434.
- Wisner, C., Orville, H. D. and Meyers, C.*, 1972: A numerical model of a hail-bearing cloud. *J. Atmos. Sci.* 29, 1160–1181.
- Young, J. A.*, 1968: Comparative properties of some time differencing schemes for linear and nonlinear oscillations. *Mon. Wea. Rev.* 96, 357–364.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

Inverz módszer az aktív felszín hőmérsékletén alapuló energiaháztartási egyenlet megoldására

SZABÓ TIBOR

Központi Meteorológiai Intézet
H-1525 Budapest, POB 38

A légkörben lezajló folyamatokhoz az energiát a napsugárzás biztosítja. Az aktív felszínre érkező sugárzás és a felszín tulajdonságai együttesen alakítják az ott lezajló energiátranszformációs folyamatokat. A felszín egyik lényeges jellemzője az említett átalakulások eredményeként kialakuló sugárzási hőmérséklet, amelynek mérése egészen az utóbbi évekig megoldatlan volt. Napjainkban az infravörös hőérzékelők és a táv-érzékelési eljárások megjelenésével egyre inkább előtérbe kerül az energiaháztartási egyenlet felszíni hőmérsékletet tartalmazó alakjának a használata. Az ilyen megközelítést az agrometeorológiában alkalmazzák, ott is elsősorban a nagyobb térségek evapotranspirációjának számításához. Dolgozatunkban kísérletet tettünk az energiaegyenlet felszínhőmérsékletre vonatkozó eredeti alakjának megoldására a Mueller-féle iterációs eljárás alkalmazásával, és elvégeztük az egyenlet érzékenységi próbáját a bemenő paraméterként szereplő meteorológiai elemekre vonatkozóan.

*

An inverse method to solve the energy-balance equation using surface temperature. The processes in the atmosphere gain the energy from solar radiation. The incident solar radiation and the surface's features form the energy-transformation processes together. One of the important features of surface is the radiation temperature which could not have been measurable until late years. Nowadays using of infrared sensors and remote sensing techniques enables the utilization of energy budget equation including surface temperature. This approximation has been applied in agrometeorology, mainly for the calculation of evapotranspiration of fairly wide ranges. We have attempted to solve the original form of energy balance equation in respect of surface temperature by the help of Mueller's procedure. The sensitivity analysis of the equation was carried out in respect of the meteorological elements as input parameters.

Bevezetés

Az utóbbi években a kontaktus nélküli hőmérsékletmérő berendezések megjelenésével olyan, eddig nem mérhető mennyiség detektálása vált lehetővé, mint a növényállományok felszínének hőmérséklete, amely az egész energiaháztartást nagymértékben befolyásoló tényezőnek tekinthető. Ez a hőmérséklet magasabb vegetáció esetén olyan, pontosan nem definiálható felszínen alakul ki, amely a légkör felé irányuló szenzibilis és latens hőtadás forrása, és ezért mint a környezet hatásait magában integráló mennyiség, fontos meteorológiai paraméternek tekinthető. Mivel mérése csak az utóbbi időben vált lehetővé, többen próbálkoztak elméleti úton történő meghatározásával (Soer, 1977; Huzulak, 1984; Hatfield, 1984).

1. Elméleti alapok

Általában minden szerző az energiaháztartás alapegyenletéből indul ki, melynek általános alakja:

$$R_{Ni} - G_i = LE_i + H_i \quad (1)$$

Hogy az (1) egyenletnek a felszín hőmérsékletére vonatkozó megoldását megkapjuk, meg kell vizsgálnunk az egyes tagok függését a keresett mennyiségtől. A problémát több szerző részletesen tárgyalja (Choudhury et al., 1986; Garret, 1978; Hurlalova és Szabó, 1985), ezért az egyes komponensek közelítésének végső formuláit mutatjuk be.

A sugárzási egyenleg általánosan elfogadott közelítése (Gash, 1987):

$$R_{Ni} = (1 - \alpha_i)R_{gi} + \varepsilon(\varepsilon_a \sigma T_{ai}^4 - \sigma T_{ci}^4), \quad (2)$$

ahol R_{Ni} a sugárzási egyenleg pillanatnyi értéke, α_i az albedó pillanatnyi értéke, R_{gi} a globálsugárzás pillanatnyi értéke, ε a felszín emisszivitása, ε_a levegő emisszivitása, σ a Stefan–Boltzman állandó, T_{ai} a léghőmérséklet a 2 m-es szintben, és végül T_{ci} a felszín hőmérséklete.

A G_i talajhőáram a talaj típusától, nedvességi viszonyaitól és a növényállomány állapotától, illetve magasságától függő mennyiség, és általában a sugárzási egyenleg 10–20%-aként parametrizálható. További számításainknál a talajhőáramot a sugárzási egyenleg 15%-aként becsültük:

$$G_i = 0,15 R_{Ni}. \quad (3)$$

Az aktív felszín szenzibilis hőleadása az elektromos áram analógiájaként a következő alakban írható:

$$H_i = \frac{c_p \cdot \varrho (T_{ci} - T_{ai})}{r_{ai}}, \quad (4)$$

ahol c_p a levegő fajhője, ϱ a sűrűsége, az r_{ai} mennyiség pedig a felszín és az általánosan elfogadott 2 m-es referenciaszint közötti légoszlop aerodinamikai ellenállása. Ha feltételezzük, hogy a momentum és tömeg kicserélődési együtthatói közel azonosak, akkor

$$r_{ai} = \int_{z_0}^z \frac{1}{K(z)} dz = \frac{\ln \frac{z}{z_0} + f(T_c - T_a)}{\kappa \cdot u_*} \approx \frac{K_1}{\sqrt{u}}. \quad (5)$$

Az (5) összefüggésben: $K(z)$ — a kicserélődési együttható, z a referenciaszint magassága, z_0 az érdességi paraméter, κ a Kármán konstans és u_* a dinamikus sebesség. Ugyancsak az elektromosságban vett analógia segítségével írható fel a latens hőáram:

$$LE_i = \frac{L}{R_w(r_{ai} + r_{ci})} \left(\frac{e_{ci}}{T_{ci}} - \frac{e_{ai}}{T_{ai}} \right), \quad (6)$$

ahol L a párolgási hő, R_w az egyetemes gázállandó, e_{ci} a T_{ci} hőmérsékleten vett telítési párányomás, és e_{ai} a 2 m-es szinten mért párányomás. A (6) képletben

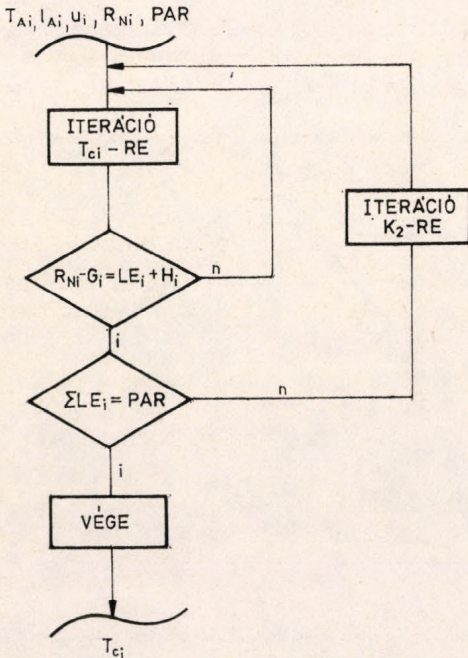
megjelenő r_{ci} ellenállás tag a levelek belsejéből a sztómákon keresztül a szabadba jutó vízgőz útjába kerülő ellenállás, amely a sztómák nyitottsági fokától függ, és megfelelő vízellátottság esetén csak a sugárzási egyenleg befolyásolja:

$$r_{ci} = \frac{K_2}{R_{Ni}} \quad (7)$$

(itt a K_2 konstans növény-specifikus állandó).

A növényállomány belsejében T_{ci} hőmérsékleten kialakuló telítési gőznyomás a Magnuss-Tettens formula segítségével számítható:

$$e_{ci} = 611 \cdot 10^{\frac{7,45T_{ci}}{236,22+T_{ci}}} \quad (8)$$



1. ábra: Az iterációs eljárás blokkvázlata

Az (1–8) egyenletrendszernek T_{ci} -re vonatkozóan nincs analitikus megoldása, ezért több kutató próbálkozott az egyenletek linearizálásával. Klaszikus megközelítésnek tekinthető Penman módszere, aki vízfelszín esetén ($r_c = 0$) végezte el a hőháztartási egyenlet linearizálását. Penman eljárását továbbfejlesztve Monteith (1981) adott közelítő eljárást növényfelszínre vonatkozóan. Többen próbálkoztak az egyenletrendszer iteratív módon történő megoldásával. Pontos és egyszerű eljárást mutat be pl. Bristow (1987) a Newton-féle iteráció segítségével.

Minden felsorolt eljárás feltételezi az r_{ci} paraméter ismeretét, amely azonban általában a növény-légkör rendszer legkritikusabb és gyakorlatilag nem mérhető eleme. Ezért vizsgálatainkban az (1–8) egyenletrendszert kiegészítettük a

$$\sum_{i=1}^{24} LE_i = PAR \quad (9)$$

összefüggéssel, ahol PAR az evapotranspirométerben mért napi párolgásösszeg. Ily módon azonban a rendszer már nem linearizálható, helyette a Müller-féle iterációs eljárást alkalmaztuk, mégpedig kétszeres egymásba skatulyázott iterációként (1. ábra).

A módszer az $f(x) = 0$ egyenlet gyökeit határozza meg az x_1, x_r tartományon belül a többszörös felezés és az inverz parabolikus interpoláció segítségével. Az eljárás feltételezi, hogy $f(x_1) \cdot f(x_r) \leq 0$. Első lépésben meghatározza az x_1, x_r intervallum felét:

$$x_m = \frac{1}{2}(x_1 + x_r). \quad (a)$$

Abban az esetben, ha $f(x_m) \cdot f(x_r) < 0$, akkor x_1 és x_r felcserélődik. Ha a

$$2f(x_m)[f(x_m) - f(x_1)] - f(x_r)[f(x_r) - f(x_1)] \geq 0 \quad (b)$$

feltétel teljesül, akkor x_r és x_m felcserélődik, majd újra az (a) lépés következik. Ha a (b) feltétel nem teljesül, akkor inverz parabolikus interpoláció segítségével kiszámoljuk a Δx mennyiséget:

$$\Delta x = f(x_1) \frac{x_m - x_1}{f(x_m) - f(x_1)} \left\{ 1 + f(x_m) \frac{f(x_r) - 2f(x_m) + f(x_1)}{[f(x_r) - f(x_m)][f(x_r) - f(x_1)]} \right\}$$

és $x = x_1 - \Delta x$.

A következő iterációs lépésben $x_1 = x$ és $x_r = x_m$. A módszer konvergenciája négyzetes vagy lineáris, attól függően, hogy az adott intervallumban egy vagy több gyöke van-e az egyenletnek. Az iterációs eljárás akkor fejeződik be, ha a következő két feltétel közül az egyik teljesül:

a felezési lépésnél:

$$|x_r - x_1| \leq \varepsilon \cdot \max(1, |x_r|)$$

és

$$|f(x_r) - f(x_1)| \leq 100 \cdot \varepsilon,$$

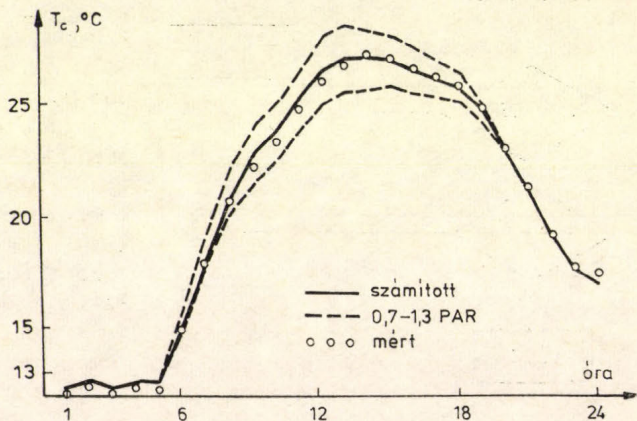
vagy az interpolációs lépésnél:

$$|\Delta x| \leq \varepsilon \cdot \max(1, |x|)$$

és

$$|f(x)| \leq 100 \cdot \varepsilon,$$

ahol ε előre megadott paraméter. Esetünkben az $\varepsilon = 0,01$ feltétel kielégítő pontosságú megoldásokat szolgáltatott.



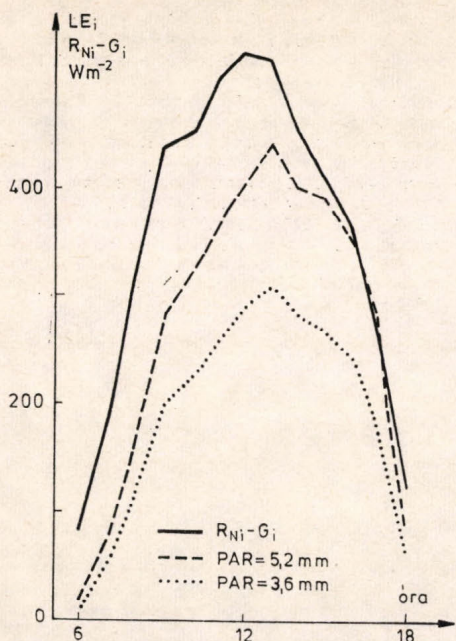
2. ábra: A számított és mért felszínhőmérséklet napi menete, ill. a 30%-os párolgásváltozás esetén kialakuló felszínhőmérséklet

2. Eredmények és értékelésük

Az ismertetett módszerrel mérési eredményekkel ellenőrzött próbafuttatást végeztünk napraforgó állomány felszínhőmérsékletére vonatkozóan. A szükséges meteorológiai paramétereket a Szarvasi Agrometeorológiai Observatórium adatgyűjtő rendszere szolgáltatta. A próbafuttatás eredményét a 2. ábra szemlélteti.

Úgy tűnik, hogy az eljárás a felszínhőmérséklet napi amplitúdóját megfelelő pontossággal visszaadja, aszámított menet fázisa azonban megelőzi a tényleges mért értékek menetét.

A fáziseltolódás vélhető oka az, hogy a modellben a talajhőáram parametrizálása meglehetősen statikus (teljes mértékben követi a sugárzás menetét, ami a mérések szerint nem teljesen igaz), továbbá nem számol a növényállomány felmelegítésére fordított hővel. A 2. ábra segítségével megvizsgálhatjuk, hogy milyen hatással van a felszínhőmérséklet alakulására a párolgás változása.



3. ábra: A talajhőárammal csökkentett sugárzási egyenleg, ill. az 5,2 és 3,6 mm napi párolgásösszeg esetén kialakuló latens hőáram menete

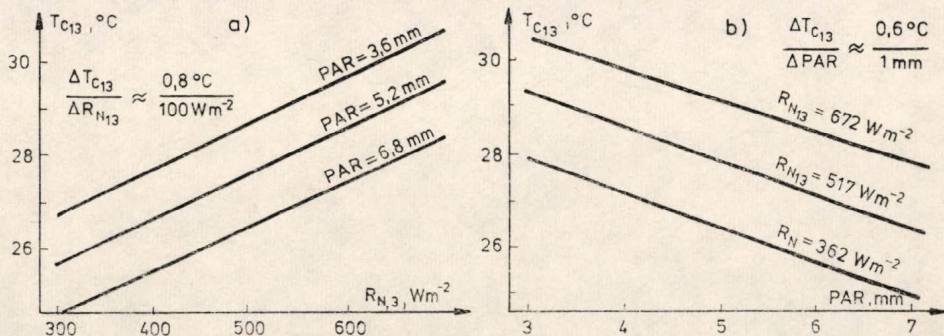
és jelzik, hogy 100 W/m^2 sugárzás változás $0,8 - 1 \text{ }^\circ\text{C}$ hőmérséklet változást okoz és nagyságrendileg körülbelül ugyanekkorra a hatása 1 mm napi párolgás csökkenésnek, illetve növekedésnek.

Különösen ez utóbbi megállapítás lényeges, hiszen azt jelenti, hogy ha 1 mm pontossággal kívánjuk meghatározni a napi párolgás összeget, akkor a déli órákban (a felszínhőmérséklet mérő műholdak átvonulásának időpontjában) kb. $1 \text{ }^\circ\text{C}$ pontossággal kell ismernünk a felszín hőmérsékletét. Ez a mérési pontosság a jelenleg elérhető mérés technika határát jelenti.

Harmincszázalékos napi párolgás növekedés vagy csökkenés a délkörűli órákban $\pm 1 - 1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ -os felszínhőmérséklet ingadozást okozhat. A kapcsolat természetesen fordítva is értelmezhető, vagyis adott meteorológiai feltételek között a felszínhőmérséklet változása együtt jár a párolgás csökkenésével, illetve növekedésével. Ez az összefüggés teszi lehetővé a területi párolgás becslését a felszínhőmérséklet alapján.

A 3. ábra a hipotetikus párolgás menetét szemlélteti, ha feltételezzük, hogy a déli órákban a felszínhőmérséklet $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal emelkedik változatlan meteorológiai feltételek esetén. A két ábráról kitűnik, hogy a felszínhőmérséklet 13 óra körül reagál a legérzékenyebben a környezeti hatásokra, ezért a modell érzékenységi próbáját erre a mennyiségre vonatkozóan végeztük el.

A 4. ábrán a globálsugárzásra és a napi párolgásösszegre, mint a felszínhőmérsékletet legintenzívebben befolyásoló két mennyiségre vonatkozó eredményeket mutatjuk be. A kapott egyenesek közelítő értékeket reprezentálnak,



4. ábra: A felszínhőmérséklet függése a sugárzási egyenlegtől különböző napi párolgásösszegek esetén (a) valamint a napi párolgásösszegetől különböző sugárzási egyenleg értékek esetén (b)

IRODALOM

- Bristow, K. L.*, 1987: On solving the surface energy balance equations for surface temperature. *Agric Forest Meteor.* 39: 49-54.
- Choudhury, B. J., Reginato, R. J., Idso, S. B.*, 1986: An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric Forest Meteor.* 37: 75-88.
- Garret, J. R.*, 1978: Transfer characteristics for heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. *Quart. J. of Roy. Meteor. Soc.* 104: 491-502.
- Gash, J. H. C.*, 1987: An analytical framework for extrapolating evaporation measurements by remote sensing surface temperature. *Int. J. Remote Sensing*, 1987, vol. 8, no. 8, 1245-1249.
- Hatfield, J. L., Reginato, R. J., Idso, S. B.*, 1984: Evaluation of canopy temperature-evapotranspiration models over various crops. *Agric. Forest Meteor.* 32: 41-53.
- Hurtalova, T., Szabó, T.*, 1985: Die Abhängigkeit des Integralkoeffizienten der turbulenten Diffusion von ausgewählten meteorologischen Parametern. *Z. Meteor.* 35. (1985) 6, 354-358.
- Huzulák, J., Szabó, T., Matejka, F.*, 1984. Influence of meteorological factors on winter wheat, maize and sugar beet canopy temperature. *Biologia (Bratislava)* 39: 857-866, 1984.
- Monteith, J. L.*, 1981: Evaporation and surface temperature. *Q. J. R. Roy. Meteor. Soc.*, 107: 1-27.
- Soer, G. J. R.*, 1977: The TERGRA model - a mathematical model for the simulation of daily behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration. NIWARS publ. 46. Delf The Netherlands:44.
-

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

Időfüggő diszkrét spektrum alkalmazása éghajlatváltozások jellemzésére

MATYASOVSKY ISTVÁN

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

Az időfüggő diszkrét spektrum időben változó amplitúdójú cosinus-hullámok szuperpozíciója és egy stationárius folyamat, a zaj összegeként áll elő. Cikkünkben először az amplitúdók becslését és a reális periódusok létének vizsgálatát tárgyaljuk, majd felhívjuk a figyelmet a változások detektálásának kérdésére. Az eljárást alkalmazzuk a közép-angliai havi középhőmérsékleti idősor (1659–1987) elemzésére. Megállapítjuk, hogy a ma rendelkezésünkre álló adatsorok túlságosan rövidek az éves és a féléves periódusokon kívül esetlegesen meglévő jóval gyengébb periódusok tanulmányozásához. Végül azzal a gyakorlatban igen fontos problémával foglalkozunk, amikor a zaj szórása nem állandó.

*

Application of time dependent discrete spectrum for the examination of climatic fluctuations. The time dependent discrete spectrum of a stochastic process is a sum of the superposition of time dependent amplitudes belonging to cosine waves and a noise term having a continuous spectrum. In this paper, the estimation of amplitudes is introduced, then the test of periods and the detection of real changes are discussed. The procedure is applied for the central England monthly mean temperature data (1659–1987). We find that besides annual and half annual periods other possible periods cannot be studied because of the shortness of data series available at present. Finally, we deal with an important practical problem i.e., when the noise process has changing dispersion.

Bevezetés

A meteorológiai idősorok spektrális elemzése közel egy évszázados múltat tekint vissza. Ez idő alatt rendkívül nagyszámú vizsgálat készült, amely igen sok elemre és a Föld legkülönbözőbb területeire terjedt ki. Noha több elemzés egymásnak többé-kevésbé ellentmondó következtetést is tartalmaz, az eredmények nagy része összhangban áll egymással, és az idősorok közös vagy igen hasonló periódusokkal rendelkeznek (évi menet, féléves hullám, kvázi kétéves periódus, a naptevékenységgel kapcsolatos kb. 11 éves és 22 éves ciklus stb.). Cikkünkben még vázlatos irodalmi áttekintésre sem vállalkozhatunk, csupán a hazai irodalom legutóbbi időszakából *Hamed* et al. (1986, 1988) munkáira hívjuk fel a figyelmet. A problémakörrel kapcsolatos matematikai ismeretekről részletesen olvashatunk *Anderson* (1971), vagy *Priestley* (1981) könyvében.

A periodicitásvizsgálat matematikai alapja az, hogy a várható érték időbeli menetét konstans amplitúdójú cosinus-hullámok összegével közelítjük. Ennek

igen természetes általánosítása, ha az amplitúdókat időben változóknak tekintjük. Megemlítjük, hogy igen kevés ilyen jellegű vizsgálatról van tudomásunk, mindössze Schönwiese (1987), továbbá Malcher és Schönwiese (1987) tanulmányát tudjuk megnevezni. Az általuk követett módszer lényege, hogy a teljes adatsort bizonyos szakaszon átfedő részidőszakokra osztják, és ezekre külön-külön elvégzik a hagyományos periódusanalízist. Nem közlik azonban eljárásuk statisztikai tulajdonságait, és ezért nem tudni, hogy a becsült amplitúdók időbeli változása mennyiben fakad a spektrum tényleges változásából, és mennyiben csupán a becslési hiba következménye.

Cikkünk célja, hogy olyan eljárást mutasson be, amely a fenti problémát is képes megfelelően kezelni. Ennek során nagy mértékben támaszkodunk Priestley (1981) gondolatmenetére. A módszert az ún. Manley-féle közép-angliai havi középhőmérsékleti adatsorra alkalmazzuk, és beszámolunk ennek tapasztalatairól.

1. Matematikai módszer

Tekintsük az $X(t)$ sztochasztikus folyamat

$$X(t) = \sum_{k=1}^K A_k(t) \cos(\omega_k t + \varphi_k) + Z(t) \quad (1)$$

alakú felbontását, ahol $A_k(t)$, $k = 1, 2, \dots, K$ időfüggő amplitúdók, és $Z(t)$ zérus várható értékű stacionárius folyamat $f_Z(\omega)$ spektrális sűrűségfüggvénnyel. A továbbiakban az amplitúdókra kívánunk becslést adni. Először tekintsük azt az egyszerű esetet, amikor csupán egyetlen frekvencia létezik, tehát

$$X(t) = A(t) \cos(\omega t + \varphi) + Z(t). \quad (2)$$

Az ω körfrekvenciát általában nem ismerjük pontosan de előzetes vizsgálatok, fizikai megfontolások alapján gyakran megadható egy hozzá közeli λ érték. Ezzel értelmezzük a

$$\begin{aligned} U(t) &= \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m X(t-m) \cos \lambda(t-m), \\ V(t) &= \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m X(t-m) \sin \lambda(t-m), \end{aligned} \quad (3)$$

illetve komplex alakban a

$$W(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m X(t-m) e^{-i\lambda(t-m)}$$

transzformációt, ahol

$$\sum_{m=-\infty}^{\infty} |g_m| < \infty.$$

Ekkor nagy T-re

$$W(t) \sim \sum_{m=-T}^T g_m X(t-m) e^{-i\lambda(t-m)}. \quad (4)$$

Ha $A(t)$ a $(t-T, t+T)$ intervallumon kicsit változik, akkor

$$\begin{aligned} W(t) &\sim \frac{1}{2} A(t) \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m [\exp(-i\{(\lambda-\omega)(t-m)-\varphi\}) + \\ &\quad + \exp(-i\{(\lambda+\omega)(t-m)+\varphi\})] + Z'(t) = \\ &= \frac{1}{2} A(t) \Gamma(\lambda-\omega) \exp(-i\{(\lambda-\omega)t-\varphi\}) + \\ &\quad + \frac{1}{2} A(t) \Gamma(\lambda+\omega) \exp(-i\{(\lambda+\omega)t+\varphi\}) + Z'(t), \end{aligned}$$

ahol

$$\begin{aligned} Z'(t) &= \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m Z(t-m) e^{-i\lambda(t-m)}, \\ \Gamma(\omega) &= \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m e^{-i\omega m}. \end{aligned} \quad (5)$$

Ha $\lambda \sim \omega$, és $\Gamma(\omega)$ olyan, hogy $\Gamma(\omega) \sim 0$, $|\omega| > \Omega_1$ ($\Omega_1 \leq 2\lambda$), akkor a második tag elhanyagolható. Nyilvánvaló, hogy $Z'(t)$ zérus várható értékű, és ha Ω_1 kicsi, akkor $Z'(t)$ szórása is kicsi, így rögtön adódik, hogy

$$\begin{aligned} U(t) &\sim \frac{1}{2} A(t) \cos\{(\lambda-\omega)t-\varphi\}, \\ V(t) &\sim \frac{1}{2} A(t) \sin\{(\lambda-\omega)t-\varphi\}, \end{aligned}$$

továbbá

$$\begin{aligned} A(t) &\sim 2(U^2(t) + V^2(t))^{1/2} / \Gamma(\lambda-\omega), \\ \varphi(t) &= \text{tg}^{-1}(V(t)/U(t)) \sim (\lambda-\omega)t - \varphi. \end{aligned} \quad (6)$$

Mіндеz azt jelenti, hogy ha a $\{g_m\}$ sűlysorozattal értelmezett (4) lineáris transzformáció csak az ω -hoz közeli frekvenciákat nem szűri ki, és $A(t)$ $\{g_m\}$ szélességéhez képest lassan változik, akkor $A(t)$ becslhető (6)-tal.

Visszatérve az általános (1) modellhez, a benne szereplő $A_k(t)$ amplitúdó becslése visszavezethető a (2)-re bemutatott eljárásra. Ehhez az (5) szűrőt úgy kell megválasztani, hogy

$$\Gamma(\omega) \sim 0, \quad |\omega| > \Omega_2, \quad \Omega_2 = \Omega_2(k) = \min_{i \neq k} \{(\omega_k - \omega_i)\}.$$

legyen.

Adott x_0, x_1, \dots, x_{N-1} idősor birtokában tehát úgy járunk el, hogy választunk egy olyan $\{g_m\}_{m=-T}^T$ sűlysorozatot, amelyre

$$\Gamma(\omega) \sim 0, \quad |\omega| > \Omega_3, \quad \Omega_3 = \Omega_3(k) = \min\{\Omega_1, \Omega_2\},$$

majd $\lambda = \lambda(k)$ mellett képezzük az

$$u(t) = \sum_{m=-T}^T g_m x_{t-m} \cos \lambda(t-m),$$

$$v(t) = \sum_{m=-T}^T g_m x_{t-m} \sin \lambda(t-m), \quad t = T, T+1, \dots, N-(T+1),$$

illetve a

$$w(t) = \sum_{m=-T}^T g_m x_{t-m} e^{-i\lambda(t-m)}, \quad t = T, \dots, N-(T+1)$$

transzformációt, és ezek segítségével előállítjuk az

$$\hat{A}(t) = 2(u^2(t) + v^2(t))^{1/2} / \Gamma(\lambda - \omega),$$

$$\psi(t) = \operatorname{tg}^{-1}(v(t)/u(t)), \quad t = T, \dots, N-(T+1). \quad (8)$$

becsléseket. Kérdés azonban, hogy milyen tulajdonságokkal rendelkezik (8), és hogyan tudjuk eldönteni, hogy $A(t)$ valóban létezik, tehát $A(t) \neq 0$. (3) figyelembevételével nem nehéz megmutatni, hogy $A(t) = 0$ esetén

$$\sigma_u^2 = E\{U^2(t)\} = \sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} g_i g_j \cos \lambda(t-i) \cos \lambda(t-j) B_z(i-j),$$

$$\sigma_v^2 = E\{V^2(t)\} = \sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} g_i g_j \sin \lambda(t-i) \sin \lambda(t-j) B_z(i-j),$$

$$b_{uv} = E\{U(t) \cdot V(t)\} = \sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} g_i g_j \cos \lambda(t-i) \sin \lambda(t-j) B_z(i-j),$$

ahol $B_z(\tau)$ a $Z(t)$ folyamat kovariancia függvénye. Megfelelő átalakítások elvégzésével a

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} \{\cos(2\lambda t) \Gamma(\omega + \lambda) \Gamma(\omega - \lambda) + \Gamma^2(\omega - \lambda)\} f_z(\omega) d\omega,$$

$$\sigma_v^2 = \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} \{\Gamma^2(\omega - \lambda) - \cos(2\lambda t) \Gamma(\omega + \lambda) \Gamma(\omega - \lambda)\} f_z(\omega) d\omega, \quad (9)$$

$$b_{uv} = \frac{1}{2} \sin(2\lambda t) \int_{-\pi}^{\pi} \{\Gamma(\omega + \lambda) \Gamma(\omega - \lambda)\} f_z(\omega) d\omega$$

formulák nyerhetők, ahonnan jól látható, hogy $\Gamma(\omega) \sim 0$, $|\omega| > 2\lambda$ esetén

$$\sigma_u^2 = \sigma_v^2 \sim \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} \Gamma^2(\omega) f_z(\omega + \lambda) d\omega = \frac{\sigma_0^2}{2},$$

$$b_{uv} \sim 0.$$

Ebból $Z'(t)$ varianciájára $\sigma_u^2 + \sigma_v^2 = \sigma_0^2$ adódik. Ha $Z(t)$ Gauss-folyamat, akkor $U(t)$ és $V(t)$ együttes sűrűségfüggvénye az

$$\frac{1}{2\pi\sigma_0^2} \exp \left[-\frac{1}{2\sigma_0^2} (u^2 + v^2) \right]$$

alakot ölti és az

$$\begin{aligned} U(t) &= R(t) \cos \psi(t), \quad 0 \leq R(t) < \infty, \\ V(t) &= R(t) \sin \psi(t), \quad -\pi \leq \psi(t) \leq \pi \end{aligned} \quad (10)$$

helyettesítés bevezetésével $\psi(t)$ sűrűségfüggvényére

$$g(\Theta) = \left[\frac{1}{2\pi\sigma_0^2} \int_0^{\infty} e^{-\varrho^2/2\sigma_0^2} d\varrho \right] = \frac{1}{2\pi}, \quad -\pi \leq \Theta \leq \pi$$

nyerhető (Priestley, 1981, 852–853. o.). Hasonló, bár lényegesen bonyolultabb átalakításokkal belátható, hogy ha $A(t)$ sehol sem zérus, akkor

$$\psi(t) = (\lambda - \omega)t - \varphi + \varepsilon(t), \quad (11)$$

ahol $\varepsilon(t)$ zérus várható értékű és kis Ω_3 esetén jó közelítéssel normális eloszlású $\sqrt{2}\sigma_0/(\Gamma(\lambda - \omega) \cdot A(t))$ szórással. Így a $\psi(t)$, $t = T, \dots, N - (T + 1)$ értékeket az idő függvényében ábrázolva az $a = \lambda - \omega$ iránytangensű egyenes körül szóródó pontthalmaz nyerhető. Ennek segítségével ω -ra az $\hat{\omega} = \lambda - \hat{a}$ becslés adható. Azokra az időpontokra, ahol $\psi(t)$ „nagyon nem illeszkedik” az egyenesre, nagy valószínűséggel nem teljesül (11), tehát ott $A(t) = 0$.

2. Gyakorlati megfontolások

Mint láttuk, (8) alapján előállítható az $A(t)$ amplitúdó $\hat{A}(t)$, $t = T, \dots, N - (T + 1)$ becslése. Nyilvánvaló azonban, hogy $\hat{A}(t)$ értékei $A(t) \equiv A$ esetén sem egyeznek meg. Ezért vizsgálni kell, hogy $\hat{A}(t)$ menete származhat-e a tényleges amplitúdó időbeli változásából is, vagy csupán a becslési hiba következménye. Erre vonatkozóan a következőt javasoljuk. Nagy T esetén az

$$y_j = \hat{A}((2j - 1)T + j - 1), \quad j = 1, \dots, \quad n = \left[\frac{N}{2T + 1} \right]$$

változók gyakorlatilag korrelálatlanok, és ha $Z(t)$ Gauss-folyamat, akkor függetlenek, továbbá $A(t) \equiv A$ esetén azonos eloszlásúak is. Így végső soron azt kell megvizsgálni, hogy adott szignifikanciaszinten fenntartható-e az a nullhipotézis, hogy az y_j , $j = 1, \dots, n$ változók független és azonos eloszlásúak. A hipotézis elvetése azt jelenti, hogy az amplitúdó időbeli változást mutat. Ezzel

kapcsolatban pl. az ún. extrém pontok módszerét vagy a különbözőképpen definiált rangkorrelációs módszereket ajánlhatjuk (Kendall és Stuart, 1960).

Fontosnak tartjuk megjegyezni, hogy $A(t)$ becslésekor nem lehetséges egyszerre javítani az időbeli felbontást és a frekvencia szerint felbontást. Minél keskenyebb a $\Gamma(\omega)$ szűrő, annál kisebb σ_0 (csökken a becslés szórása), ugyanakkor annál hosszabb időszakra kell a simítást elvégezni. Megfordítva, minél rövidebb az időbeli simítás (pontosodik az időbeli felbontás), annál szélesebb $\Gamma(\omega)$ (annál nagyobb a becslés szórása). Ez a (4) Fourier-transzformáció ismert tulajdonságából fakad.

3. Számítási eredmények

A módszer alkalmazásakor igen fontos, hogy a számos ismert szűrő közül (Hamming, 1977) megfelelőt válasszunk ki. Természetesen az ω_c levágási frekvenciával

$$L(\omega) = \begin{cases} 1, & |\omega| \leq \omega_c \\ 0, & |\omega| > \omega_c \end{cases}$$

alakban értelmezett ún. ideális aluláteresztő szűrő lenne az igazi megoldás, amelyhez az

$$l_m = \frac{\sin(m\omega_c)}{\pi m}, \quad m = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (12)$$

súlysorozat tartozik. Az ennek csonkításával nyert

$$L_T(\omega) = \sum_{m=-T}^T l_m e^{-i\omega m}$$

függvény azonban többé-kevésbé különbözik $L(\omega)$ -tól. Az általunk alkalmazott ún. Lánczos-szűrő (12) értékeit úgy módosítja, hogy $L_T(\omega)$ görbéjében mutatkozó erős hullámzást kisimítja. (Persze azon az áron, hogy ω_c környezetében a levágás nem annyira éles.) Ez akkor érhető el a legjobban, ha

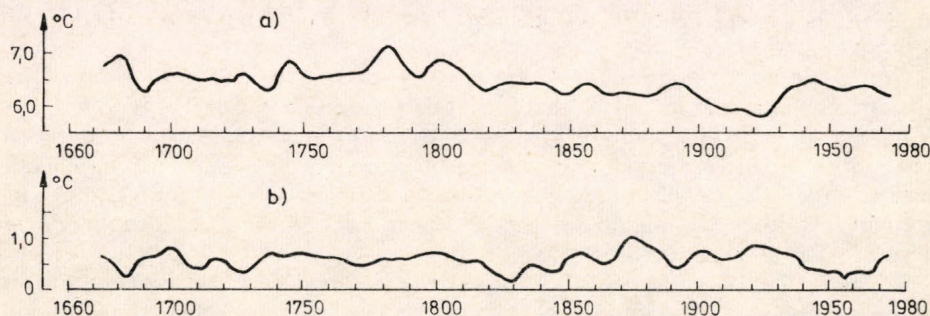
$$g_m = \frac{\sin(m\omega_c)}{\pi m} \frac{\sin(\pi m/T)}{\pi m/T}, \quad m = 0, \pm 1, \dots, \pm T. \quad (13)$$

Minderről részletesebben is olvashatunk Duchon (1979) cikkében.

Mint már említettük, az eljárást felhasználtuk a közép-angliai havi közép-hőmérsékletek 1659–1987 időszakra szóló 329 éves idősorának vizsgálatára. Manley (1974) az 1659–1973 évekre közölte az adatsort, amelyet Jones (1987) 1986-ig terjesztett ki. Az 1987-es havi közepeket személyes közlés alapján kaptuk.

A nem időfüggő periodicitásvizsgálattal Shapiro (1975) az éves és féléves hullámon kívül egy igen gyenge, kb. 25,5 hónapos periódust mutatott ki. Bain (1976) az ún. maximum entrópia spektrumbecslési módszer (Andersen, 1978) segítségével részletesebben foglalkozott a spektrum kisfrekvenciájú tartományával, és egy meglehetősen enyhe, kb. 23 éves ciklus (kettős napfolt ciklus) jelenlétét detektálta. Elemzése szerint a 11 év körüli napfolt ciklus léte igen határozatlan.

A fenti periódusokhoz tartozó frekvenciákat vizsgáltuk. Az éves periódus tanulmányozásakor $T = 60, 120$ és 180 hónap szélességű időbeli simítással dolgoztunk, és ehhez (13)-ban rendre az $\omega_c = 0,1; 0,05; 0,03$ választással éltünk. Ekkor a legszélesebb szűrő ($\omega_c = 0,1$) is eliminál minden 10 hónaposnál rövidebb és 15 hónaposnál hosszabb periódust. A becsült amplitúdó időbeli menetét



1. ábra. A közép-angliai havi középhőmérsékletek (1659–1987) éves (a) és féléves (b) amplitúdójának időbeli menete $T = 180$ hónapos simítással

az 1.a ábrán tüntettük fel. A $\psi(t)$, $t = T, \dots, N - (T + 1)$ értékek tanulmányozása nyomán azt mondhatjuk, hogy a periódusidő – ahogy várható is volt – pontosan 12 hónap, és az amplitúdó a teljes időszakra zérustól különböző. A Spearman-rangkorreláció még a 99,9%-os szinten is szignifikáns csökkenést jelez. Ez teljes összhangban áll Dyer (1976) eredményével, amely szerint a havi közepek a nyári hónapokra nem mutatnak szignifikáns változást, de az év többi időszakára összességében melegekedés tapasztalható. Ez szükségképpen az évi amplitúdó csökkenését vonja maga után. Ahogy azonban a havi közepek trendje a teljes időszoron nem szigorúan egyirányú, hanem több – az egyes hónapokra különböző jellegű – melegekedési és hűlési szakaszból áll (Dyer, 1976), az amplitúdó változása sem monoton. A XVIII. sz. végéig (néhány visszaeséssel) az éves periódus erősödése a jellemző, amely az 1750–1780 években a legintenzívebb. Ez a XIX. sz. kezdetekor hirtelen megszakad, majd gyors csökkenésbe megy át. Különösen éles a csökkenés az 1800–1820 és 1900–1920 évekre. Matyasovszky (1988) szerint ezekre az időszakokra a havi középhőmérsékletek trendje szeptembertől márciusig erősen növekedő, míg a többi hónapra némi hűlés a jellemző. Ez tükröződik az amplitúdók csökkenésében is. A század 20-as, 30-as éveitől az éves hullám erősödése figyelhető meg, amely a téli hónapok hűlésével kapcsolatos.

Ugyanilyen simítással végeztünk számításokat a féléves periódus elemzésekor. A becsült amplitúdó időbeli menetét a 1.b ábrán mutatjuk be. A $\psi(t)$ értékek vizsgálata után egyértelműen kijelenthetjük, hogy a féléves periódus amplitúdója a teljes időszakban zérustól különböző. Ami azonban a változás tendenciáját illeti, némi ellentmondás tapasztalható. A Spearman-rangkorreláció ugyanis $T = 60$ esetén igen szignifikáns növekedést mutat, míg $T = 120$ és $T = 180$ esetén gyengébben szignifikáns (90%-os és 95%-os szinten) csökkenést jelez. Ennek két fő oka lehet. Egyrészt a simítás szélesítésével mind kevesebb

időpont alapján vizsgálhatjuk, hogy az amplitúdó konstansnak tekinthető-e, és ez egyre kevésbé megbízható. Másrészt a simítás növelésével az idősor elején és végén egyre hosszabb szakaszra nem tudjuk előállítani az amplitúdót, éppen ott, ahol a 60 hónapos simítás szerint erős növekedés lép fel. Az ábrázolt időszak elején tapasztalható ingadozások után a XIX. sz. elejéig tartó, csaknem konstans amplitúdó figyelhető meg. Ezt követően néhány rövid visszaeséssel tarkított növekedés zajlik le, amely kb. 1870–1880-ig húzódik, majd némi stagnálás után a 60-as évekig erőteljes csökkenés történik. Végül ismét növekedés indul meg.

Jól érzékelhető, hogy a múlt század végétől az éves és a féléves amplitúdó kifejezetten ellentétesen viselkedik. Ha tehát csökken a két fő évszak közötti különbség, nő az évi hőmérsékleti görbe aszimmetriája. Az aszimmetria azt jelenti, hogy a tél és a nyár vége melegebb mint az eleje, s ennek megfelelően ősszel a hőmérséklet csökkenése gyorsabb, mint tavasszal a növekedése. Az éves amplitúdó csökkenése megnöveli ezt az aszimmetriát, míg az amplitúdó erősödése egyben a szimmetria irányába is hat.

A következők során a 25,5 hónap periódusidőhöz tartozó amplitúdót kívántuk elemezni. Ez azonban nem vezetett eredményre, mert az eddigi simításokat alkalmazva meglepően nagy értékek adódtak. Ennek az az oka, hogy az éves periódust nem sikerül teljesen kiszűrni. Noha $\Gamma(\lambda - \omega)$ értéke ($\lambda = 2\pi/25,5$) $\omega = 2\pi/12$ mellett valóban zérushoz igen közeli, ám az éves amplitúdó is sokkal erősebb a 25,5 hónaposnál. Ezért még a nagyon erősen megszürt éves periódus is elérheti, sőt meghaladhatja a vizsgált amplitúdó értékét, tehát, a becslés teljesen megbízhatatlan. Csak úgy lehet a problémát megszüntetni, ha tovább szűkítjük a szűrőt. Ekkor azonban csökken az időbeli felbontás, és nem vizsgálhatjuk, hogy valóban időfüggő-e az amplitúdó.

Gyakorlatilag ugyanez mondható el a 11 és 22 év körüli periódusokkal kapcsolatban. A különbség annyi, hogy az éves ciklus kiszűrése ekkor már tökéletes, de most az $\omega = 0$ -hoz tartozó amplitúdó okoz megoldhatatlan problémát.

4. Következtetések

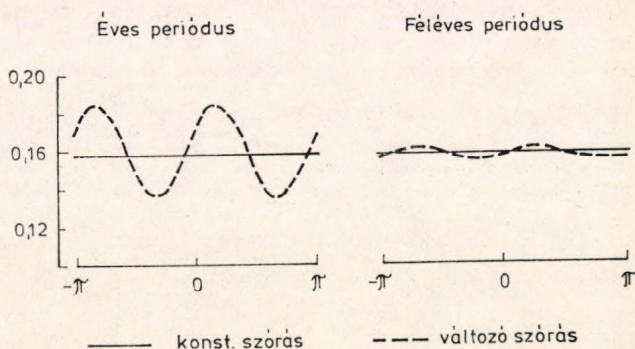
Szeretnénk kiemelni, hogy az időfüggő spektrum alkalmazásával igen óvatosan kell bánni. A meteorológiai idősorok általános jellemzője ugyanis, hogy az éves és a féléves (és adott esetben természetesen napos) periódus mellett az egyéb ciklusok – ha léteznek is – meglehetősen gyengék. Ezért még a hagyományos eljárásokkal is nehéz megbízható kimutatásuk, és végképp nehéz időbeli változásaikat detektálni. Ha pontos becslést kívánunk elérni, túlságosan hosszú simítással kell dolgozni, és ezért nem vizsgálható az időbeli menet léte. Mivel e probléma csak lényegesen hosszabb idősor esetén szűnne meg, azt kell mondanunk, hogy még a ma létező leghosszabb meteorológiai adatsor is rövid ahhoz, hogy a gyenge periódusok időbeli változásait követhessük.

A fentiek hangsúlyozása mellett azonban azt is megjegyezzük, hogy az éves és a féléves periódusok elemzése korrekten elvégezhető, és klimatológiai szempontból is értékes eredményeket nyújthat.

Említettük, hogy $\Gamma(\omega)$ és $\{g_m\}$ szélessége között meghatározott kapcsolat áll fenn. Nem ismert viszont, hogy mi az a határ, amelyet az időbeli és a frekvencia szerinti felbontás egyidejűleg elérhet; vagy másképp fogalmazva, hogy a kétféle felbontásra kirótt bizonyos kritérium szerint mi az optimális szűrő.

Végül arról is említést kell tenni, hogy a $Z(t)$ folyamat stacionaritása a meteorológiai problémák során általában nem teljesül. Esetünkben a havi középhőmérsékletek szórása is jelentős éves menettel rendelkezik. Ennek következményeképp $U(t)$ és $V(t)$ nem korrelálatlan, továbbá szórásuk nem egyezik meg, és időben változó. Jelölje $d(t)$ a $Z(t)$ folyamat szórásfüggvényét, azaz

$$Z(t) = d(t) \cdot S(t), \quad E\{S(t)\} = 0, \quad E\{S^2(t)\} = 1.$$



2. ábra. Az időfüggő fázis sűrűségfüggvénye a közép-angliai havi középhőmérsékletek (1659–1987) szórásának változásával, illetve átlagos szórással számolva

Ekkor $A(t) = 0$ esetén (9)-cel analóg

$$\sigma_u^2(t) = \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} \{\cos(2\lambda t) \Gamma_t(\omega + \lambda) \Gamma_t(\omega - \lambda) + \Gamma_t^2(\omega - \lambda)\} f_s(\omega) d\omega,$$

$$\sigma_v^2(t) = \frac{1}{2} \int_{-\pi}^{\pi} \{\Gamma_t^2(\omega - \lambda) - \cos(2\lambda t) \Gamma_t(\omega + \lambda) \Gamma_t(\omega - \lambda)\} f_s(\omega) d\omega,$$

$$b_{uv}(t) = \frac{1}{2} \sin(2\lambda t) \int_{-\pi}^{\pi} \{\Gamma_t(\omega + \lambda) \Gamma_t(\omega - \lambda)\} f_s(\omega) d\omega$$

összefüggések nyerhetők, ahol

$$\Gamma_t(\omega) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} g_m d(t-m) e^{-i\omega m}$$

és $f_s(\omega)$ az $S(t)$ folyamat spektrális sűrűségfüggvénye. (10) felhasználásával és a

$$\delta(t) = \frac{\sigma_u(t)}{\sigma_v(t)}, \quad r(t) = \frac{b_{uv}(t)}{\sigma_u(t) \sigma_v(t)}$$

jelölések bevezetésével $\psi(t)$ sűrűségfüggvénye a

$$g_t(\theta) = \frac{1}{2\pi} \frac{\delta(t) \sqrt{1-r^2(t)}}{1-r(t)\delta(t) \sin(2\theta) + (\delta^2(t)-1) \sin^2(\theta)}, \quad -\pi \leq \theta \leq \pi$$

alakra hozható. (A levezetéseket terjedelmi okokból mellőzzük).

Azzal a feltételezéssel élve, hogy a havi középhőmérsékletek szórása csak éven belüli változást mutat, és $f_s(\omega)$ -t ARMA spektrummal közelítve (Matyasovszky, 1988) $A(t) = 0$ esetre megbecsültük $\psi(t)$ sűrűségfüggvényét. Ennek eredménye szerint $g_t(\theta)$ időben gyakorlatilag állandó, tehát bármely t -re a 2. ábrán látható eloszlás érvényes. $Z(t)$ szórásának változásától először eltekintve (vagyis $Z(t)$ szórását $d(t)$ átlagával azonosítva), majd azt figyelembe véve, az éves és a féléves periódus amplitúdójának becslési tulajdonságai az 1. táblázatban foglalhatók össze. Jól látható, hogy a kétféle eloszlás közti különbség még az éves periódusnál is csekély, hiszen a sűrűségfüggvény értékeit a függőleges tengely igen erős megnyújtásával ábrázoltuk.

1. TÁBLÁZAT

Az éves és a féléves periódus időfüggő amplitúdójának becslési tulajdonságai a közép-angliai havi középhőmérsékletek (1659–1987) vizsgálatakor $T = 180$ hónapos simítás mellett

ω	Állandó (átlagos) szórással				A szórás változásával			
	σ_u	σ_v	r	δ	σ_u	σ_v	r	δ
$2\pi/12$	0,09	0,09	0	1	0,10	0,09	0,14	1,06
$2\pi/6$	0,08	0,08	0	1	0,08	0,08	0,01	0,99

IRODALOM

- Andersen, N., 1978: Comments on the Performance of Maximum Entropy Algorithms. *Proc. IEEE* 66, 1581–1582.
- Anderson, T. W., 1971: *The Statistical Analysis of Time Series*. John Wiley, New York.
- Bain, W. C., 1976: The power spectrum of temperatures in central England. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102, 464–466.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.* 18, 1018–1022.
- Dyer, T. G. J., 1976: An analysis of Manley's central England temperature data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102, 871–888.
- Hamed, A. F., Gulyás O. és Ketskeméty L., 1986: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése. *Időjárás* 90, 14–23.
- Hamed, A. F., Szentimrey T. és Gulyás O., 1988: Meteorológiai idősorok periodicitásának elemzése II. *Időjárás* 92, 38–45.
- Hamming, R. W., 1977: *Digital Filters*. Prentice Hall
- Jones, D. E., 1987: Daily Central England temperature: recently constructed series. *Weather* 42, 130–133.
- Kendall, M. A. and Stuart, A., 1960: *The Advanced Theory of Statistics*. Charles Griffin and Company Ltd., London.
- Malcher, J. and Schönwiese, C. D., 1987: Homogeneity, spatial correlation and spectral variance analysis of long European and North American air temperature records. *Theor. Appl. Clim.* 38, 157–166.
- Manley, G., 1974: Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. Roy. Meteor. Soc.* 100, 389–405.
- Matyasovszky I., 1988: Further results of the analysis of central England temperature data. *Theor. Appl. Clim.* (in press).
- Priestley, M. B., 1981: *Spectral analysis and time series*. Academic Press, New York and London.
- Schönwiese, C. D., 1987: Moving spectral variance and coherence analysis and some applications on long air temperature series. *J. Clim. Appl. Meteor.* 26, 1723–1730.
- Shapiro, R., 1975: The variance spectrum of monthly mean central England temperatures. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* 101, 679–681.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

A kanonikus korreláció alkalmazása a távprognosztikai kutatásokban

IHÁSZ ISTVÁN és KABA MAGDOLNA

Központi Előrejelző Intézet
H-1675 Budapest, Pf. 32

A hosszú távú (havi és évszakos érvényességi idejű) prognosztikai eljárásokkal kapcsolatban az elmúlt két évtized során számos olyan statisztikai jellegű vizsgálatot hajtottak végre, amelyek célja a távelőrejelzés szempontjából potenciális, ill. optimálisnak vélt prediktorok, valamint a prediktanduszként legfontosabb meteorológiai elemek (így a hőmérséklet és a csapadék) alakulása közötti késleltetett kapcsolatok feltárása volt. Ezen módszereken belül két, bizonyos fokig elkülönülő statisztikai eljárás jelölhető meg: az analógiák keresése és a regresszióanalízis.

A vizsgálataink során alkalmazott eljárás, a kanonikus korreláció a lineáris regresszióanalízis általánosításának tekinthető, és a változók két csoportjának összefüggéséről, kapcsolatuk minőségi és mennyiségi jellemzőiről ad tájékoztatást. Segítségével megállapítható, hogy a két változócsoporthoz van-e összefüggés, az milyen erős és mely változók határozzák meg.

Távprognosztikai jellegű elemzésünk célja az optimálisnak vélt prediktorok – így a havi középhőmérséklet, az 500 hPa-os genopotenciál és a tengerfelszín-hőmérséklet – hemiszférikus mezőin belül az olyan ún. kulcstartományok meghatározása volt, amelyek Budapest havi középhőmérsékletére, ill. havi csapadékösszegére nézve – 1–6 havi extrapolálás esetén – a legnagyobb információtartalommal rendelkeznek. A munka részét képezi egy multiregressziós távprognosztikai modell kiépítésével kapcsolatos kutatásnak.

*

The use of canonical correlation in the long-range forecasting research. During the last two decades, a large number of statistical investigations have been carried out in connection with the problem of monthly and seasonal forecasts. Many of these investigations have aimed at identifying retarded relationships among potential or optimal predictors and the most important meteorological elements (such as temperature and precipitation). Within this statistical procedure, two main methods can be applied, i. e., the selection of analogues and the regression analysis. In this article, we applied the method of canonical correlation which may be looked upon as a generalization of the linear regression analysis. In this way, information can be obtained on the nature of the connections between two types of variables, and it can be decided whether such a connection exists at all and how significant it is. In our work, we selected the hemispheric fields of the monthly mean temperature, the height on the 500-hPa level and the seasurface temperature as optimal predictors. Key regions of these fields were looked for, which provide maximum information for the one- to six-month predictions of the monthly mean temperatures and precipitation amounts in the vicinity of Budapest.

1. Bevezetés

A hosszútávú (havi és évszakos érvényességi idejű), prognózisok megközelítési módjai három nagy csoportba sorolhatók:

- egyváltozós idősorokra alapozott módszerek;
- többváltozós statisztikai és fizikai módszerek;
- hidrodinamikai módszerek (WMO, 1984.; Nicholls et al., 1984).

Az elmúlt két évtized során számos olyan statisztikai vizsgálatot hajtottak végre a hosszú távú prognosztikai eljárásokkal kapcsolatban, amelyek célja a távelőjelzés szempontjából potenciális, illetve optimálisnak vélt prediktorok, valamint a prediktanduszként legfontosabb meteorológiai elemek (így a hőmérséklet és a csapadék alakulása közötti késleltetett kapcsolatok feltárása volt. Ezen módszereken belül két, bizonyos fokig elkülönülő statisztikai eljárás jelölhető meg: az analógiák keresése és a regresszióanalízis, amelyek a többváltozós statisztikai és fizikai módszerek kategóriájába sorolhatók (Barnett, 1981, 1983; Livezey és Mo, 1987; Mo. és Livezey, 1987; Nicholls, 1983; Oort 1982; Rasmusson és Carpenter, 1982).

Az 1987-ben megkezdett vizsgálataink során alkalmazott eljárás, a kanonikus korreláció (Móri és Székely, 1986) a lineáris regresszióanalízis általánosításának tekinthető, és a változók két csoportjának összefüggéseiről, kapcsolatuk minőségi és mennyiségi jellemzőiről ad tájékoztatást. A késleltetett kapcsolatok feltárásánál perspektivikusan alkalmazható eljárás a kanonikus korreláció (Barnett és Preisendorfer, 1987; Nicholls, 1987).

Távprognosztikai jellegű elemzésünk célja az optimálisnak vélt prediktorok – így pl. a havi középhőmérséklet, a tengerfelszín hőmérséklet (SST) – hemiszférikus mezőin belül az olyan ún. *kulcstartományok* meghatározása volt, amelyek a Kárpát-medence havi középhőmérsékletére, illetve havi csapadékösszegére nézve – 1–6 havi extrapolálás mellett – a legnagyobb információval rendelkeznek.

2. A kanonikus korreláció matematikai háttere és számítógépes megvalósítása

A matematikai – statisztikai vizsgálatok egyik legfontosabb feladata olyan kapcsolatok megállapítása, amelyek lehetővé teszik egy vagy több változónak a becslését más változók segítségével. Ennek a feladatnak a klasszikus megközelítési formája a két vagy több változós lineáris regressziószámítás. A vizsgálataink során alkalmazott eljárás, a *kanonikus korreláció analízis* a többváltozós lineáris regresszió általánosításának tekinthető. Segítségével megállapíthatjuk, hogy a változók két csoportja között van-e összefüggés, az milyen erős, és azt mely változók határozzák meg leginkább.

A módszer a változók két csoportjából azok lineáris kombinációjaként ún. *kanonikus változópaárok* csoportját állítja elő úgy, hogy ezen csoportokra igazak legyenek az alábbiak:

- az azonos csoportba tartozó kanonikus változók függetlenek (korrelálatlanok);

- mindegyik csoportból vett kanonikus változóhoz tartozik egyetlen kanonikus változó a másik csoportból, amellyel vett korrelációja maximális, és ugyanakkor az összes többivel vett korrelációja zérus.

Az $u_k, v_k, k = 1, \dots, n; n = \min(p, q)$ kanonikus változók közötti korreláció meghatározása sajátérték-probléma megoldására vezet. A változók első csoportjába p számú X változó, míg a második csoportjába q számú Y változó kerül. Az R korrelációs mátrix 4 almátrixából előállított $n \times n, n = \min(p, q)$ méretű

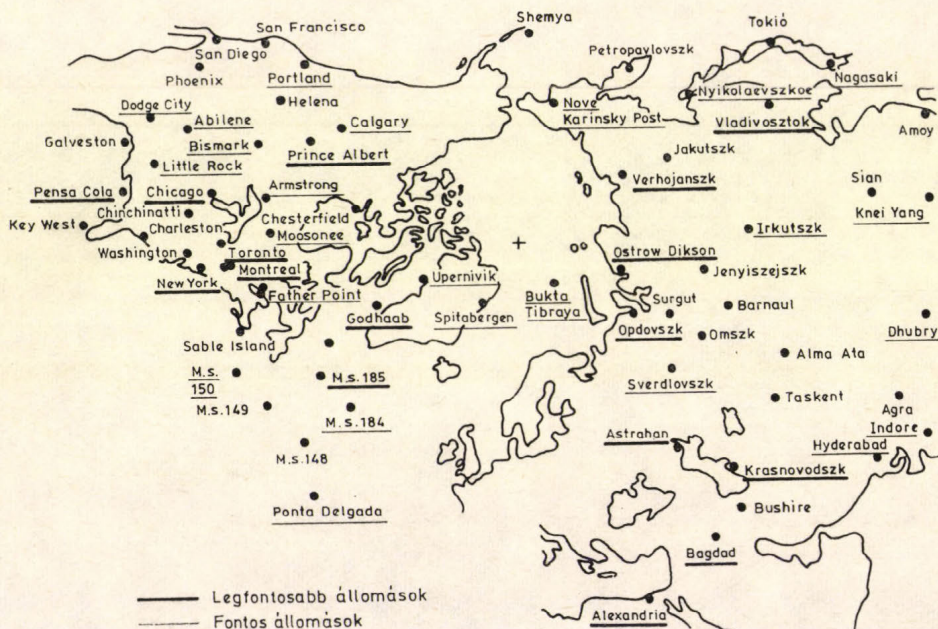
változópárokhoz tartozó a_{ki} , b_{kj} kanonikus együtthatók nagyságából az eredeti változók fontosságára, az általuk „hordozott” információ súlyára következtethetünk.

A két változócsoport közötti redundáns információ mértékét az

$$R_1^2 = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^n \varrho_i^2$$

$$R_2^2 = \frac{1}{q} \sum_{i=1}^n \varrho_i^2$$

$$n = \min(p, q)$$



2. ábra: Az északi hemiszféra Európán kívüli városainak és megfigyelési pontjainak havi középhőmérséklete és Budapest +1, +2, . . . , +6 havi középhőmérséklete közötti késleltett kapcsolathoz tartozó kulcsállomások az 1901–1970 időszak alapján

kifejezések adják. A redundáns információ arról ad felvilágosítást, hogy az egyik változócsoport hányad részben magyarázza a másik változócsoport összszórás-négyzetét. A kapcsolatok szignifikanciáját Bartlett-féle próbával végeztük el (részletesen ld. *Móri és Székely*, 1986). Megjegyezzük, hogy a kanonikus korreláció speciális esetei a többváltozás lineáris regresszió és a faktoranalízis.

A számításokat az OMSZ Számítóközpont BASF 7/61 nagyszámítógépén az SSP statisztikai programcsomag felhasználásával végeztük el. A kidolgozott FORTRAN nyelvű program kiszámítja a kanonikus korrelációs együtthatókat, a lineáris kombináció együtthatóit, a redundáns információ mértékét, megvizsgálja a kapcsolat szignifikáns voltát, valamint a változókat fontosságuk szerint csoportokba osztja. A program könnyen adaptálható IBM PC/AT – XT számítógépre is.

3. A havi hemiszférikus hőmérsékleti mező és Budapest havi középhőmérséklete közötti késleltetett kapcsolat vizsgálata

Az utóbbi évek nemzetközi gyakorlatában a távprognosztikai kutatások számottevő része az ún. *kulcsterületek* feltárásával foglalkozik. Vizsgálatunk első lépésében kísérletet tettünk arra, hogy az északi hemiszféra 99 állomással

1. TÁBLÁZAT

Az észak-amerikai havi hőmérsékleti mező és Budapest +1, +2, ..., +6 havi középhőmérséklete közötti késleltetett kapcsolat esetében az állomások fontossági sorrendje (az 1901–1970 időszak alapján)

Áll. szám	II.	III.	IV.	VIII.	XI.	1–8	9–16	17–25	Átlagos helyezés
	prediktor hónap					kategóriákba esett			
C 1.	9	5	7	18	25	2	1	2	12,8
A 2.	7	2	3	11	4	4	1	–	5,4
C 3.	13	25	20	25	5	1	1	3	17,6
B 4.	20	1	10	14	12	1	3	1	11,4
B 5.	16	19	21	12	10	–	3	2	15,6
C 6.	14	18	24	21	16	–	2	3	18,6
C 7.	23	21	18	24	18	–	–	5	20,8
C 8.	15	24	12	20	20	–	2	3	18,2
B 9.	12	7	22	13	15	1	3	1	13,8
C 10.	19	16	19	16	24	–	2	3	16,8
B 11.	25	13	8	10	1	2	2	1	11,4
A 12.	6	6	13	7	13	3	2	–	9,0
B 13.	8	12	15	19	3	2	2	1	11,4
B 14.	10	3	2	15	14	2	3	–	8,8
C 15.	17	17	23	9	22	–	1	4	17,6
A 16.	2	11	4	3	2	4	1	–	4,4
C 17.	3	15	16	13	17	1	2	2	13,6
A 18.	22	4	17	8	6	3	–	2	11,4
A 19.	1	8	11	1	7	4	1	–	5,6
A 20.	4	9	14	5	8	3	2	–	8,0
B 21.	11	20	1	6	19	2	1	2	11,4
B 22.	24	10	5	2	9	2	2	1	10,0
A 23.	5	22	6	4	23	3	–	2	12,0
B 24.	18	14	9	22	11	–	3	2	14,8
C 25.	21	23	25	23	21	–	–	5	22,6

az állomások fontossági sorszáma

Szignifikáns összefüggésű esetek:

II – – – III, IV, V
 III – – – IV, VII, IX
 IV – – – VIII
 VIII – – – IX, X, II
 XI – – – I

Amerika

Budapest

Az állomások jelölése:

– – nagyon fontos – – A;
 – – fontos – – B;
 – – kevésbé fontos – – C.

reprezentált havi hőmérsékleti mezője alapján (1901–1970) olyan *kulcsszektorokat*, illetve *kulcsállomásokat* határozzunk meg, amelyet Budapest havi középhőmérsékletére nézve 1–6 havi extrapoláció esetén a legnagyobb információ-tartalommal rendelkeznek.

A prediktormezőt kontinensenként az alábbi szektorokra bontottuk:

Európa	– 30 állomás;
Észak-Amerika	– 25 állomás;
Ázsia	– 24 állomás;
Atlanti-óceán	– 11 megfigyelési pont;
Csendes-óceán	– 9 megfigyelési pont.

Az elemzés során 180 összefüggés-vizsgálatot végeztünk el, megkülönböztetve a +1, +2, ..., +6 havi, a +1, +2, +3 havi és a +4, +5, +6 havi extrapolációkhoz kapott változó összetételű kulcstartományokat, illetve az összefüggések mélységét reprezentáló redundáns információ nagyságában mutakozó eltéréseket.

Az egyes szektorokban az állomásokat a kanonikus együtthatók alapján három kategóriába soroltuk: nagyon fontos, fontos és nem fontos megnevezésű kategóriákba. Az európai térség kulcsállomásait az 1. ábra mutatja. Jól látszik, hogy a legfontosabb állomások Budapesttől északnyugati, északi irányban helyezkednek el, a legkevésbé fontos állomások a kontinens peremvidékein találhatóak. Az északi hemiszféra Európán kívüli területeinek kulcsállomásait a 2. ábrán tüntettük fel. A fontossági kategóriákba való besorolás módját Észak-Amerika 25 állomásán szemléltetjük az 1. táblázatban. A szignifikáns kapcsolatot mutató prediktor hónapokban a kanonikus együtthatók nagysága alapján meg-

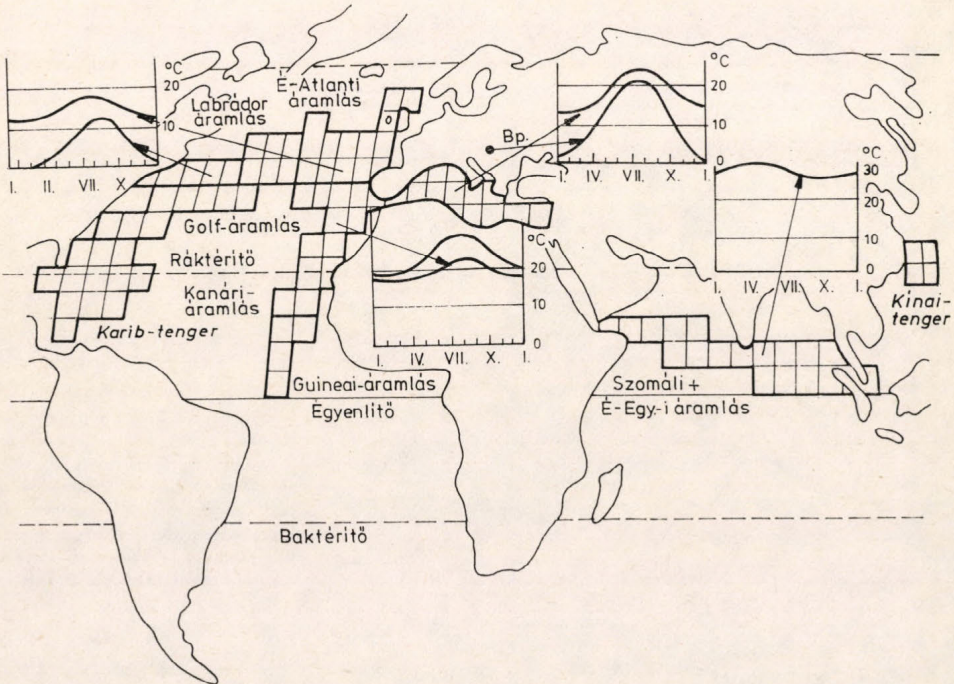
2. TÁBLÁZAT

A havi hemiszférikus hőmérsékleti mező és Budapest +1, +2, ..., +6 havi középhőmérséklete közötti legfontosabb összefüggések (az 1901–1970 időszak alapján)

Budapest prediktor	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.*
Európa	VIII IX X	VIII IX X I	IX X XI I II	X XI I II	XI XII I II	XII I V	I V	IV V VII	IV V VII VIII	IV V VI VII IX	V VI VII VIII IX	VI VIII IX
Észak-Amerika	XI	VIII XI	II	I II III	II XI	–	III	IV	III VIII	VIII	VIII	–
Ázsia	VII VIII X	VIII X	X II	X II	–	–	–	II	–	VIII	VIII IX	VII IX
Atlanti-óceán	XI	–	XI	–	–	I	I	–	V	–	–	–
Csendes-óceán	–	–	–	XII	–	XII	–	–	VII	–	–	–

* minden „prediktandusz” hónaphoz meghatározható egy-egy kulcstartomány

határoztuk az állomások fontossági sorszámát (a táblázat 2–6. oszlopa), valamint az egyes kategóriákba esés évi értékeit (7–9. oszlop). A táblázat utolsó oszlopában az állomások évi átlagos helyezési számát tüntettük fel. A bemutatott esetben megállapítható, hogy kiugróan jó állomás a 2., 26. és 19. sorszámú, míg a 7. és 25. számú nagyon gyenge. A hemiszférikus havi hőmérsékleti mező alapján Budapest havi középhőmérsékletére vonatkozó legfontosabb összefüggéseket a 2. táblázatban mutatjuk be. A szektorok között a legtöbb informatív kapcsolatot Európában találtuk, a legkevesebbet az óceáni területeken.



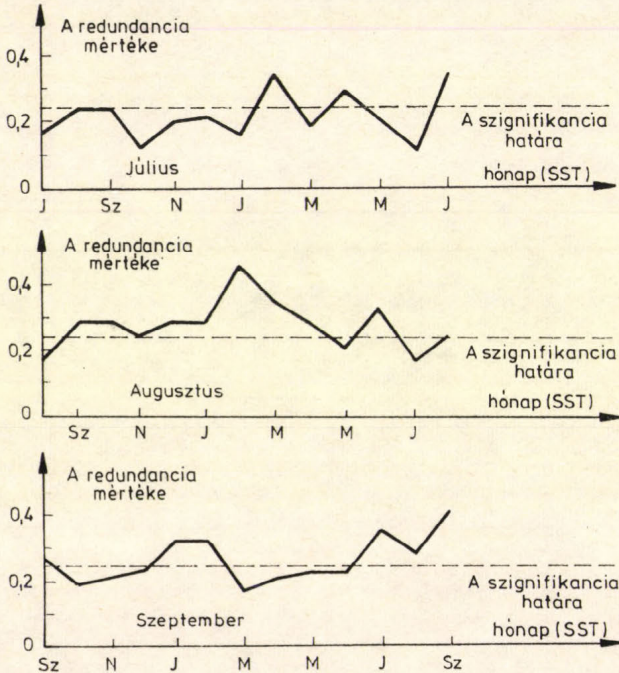
3. ábra: Az SST-szektorok földrajzi elhelyezkedése és az SST néhány tipikus évi menete

4. Kilenc tengeri szektor havi tengerfelszín hőmérséklete (SST) és Budapest havi középhőmérséklete közötti késleltetett kapcsolat vizsgálata

A felszín-légkör-óceán klímamodellek vizsgálati eredményeiből kitűnik hogy a légkör hőmérséklete sokkal nagyobb tér- és időbeli változékonyságot mutat, mint az óceán felszíni rétegének hőmérséklete. Emiatt szokták a felszín-légkör-óceán rendszerben az óceán és a légkör közötti kölcsönhatást *lassú visszacsatolásnak* nevezni. Az előbbieket miatt várható, hogy a Világtenger bizonyos régióinak havi SST-anomáliái, valamint a Kárpát-medence havi hőmérsékleti és csapadékviszonyai között késleltetett kapcsolatok léteznek.

Vizsgálatunk második fázisában célul tűztük ki több tengeri körzet SST-anomáliái és Budapest havi középhőmérsékleteinek anomálikus viselkedése közötti kapcsolat felderítését. A vizsgált időszak 1901-től 1980-ig terjedt, az

SST havi értékei $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ -os földrajzi rácshálózat pontjaiban állt rendelkezésre, amelyet az angol meteorológiai szolgálat bocsátott rendelkezésünkre. Sajnos az SST megfigyelések hiányossága miatt az adatállomány nem teljes. Így csak olyan körzeteket volt célszerű kijelölni, ahol az adathiány 10%-nál kisebb. Vizsgálatainkban az eredetileg meghatározott 17 szektorból csak az alábbi 9-t tarthattuk meg:



4. ábra: A Golf-áramlás havi SST-anomáliái és Budapest július, augusztus és szeptember havi középhőmérséklete közötti késleltetett kapcsolat időbeli menete az 1901–1980 időszak alapján

Földközi-tenger	(12 rácspont),
Észak-Atlanti-áramlás	(14 rácspont),
Golf-áramlás	(13 rácspont),
Labrador-áramlás	(7 rácspont),
Kanári-áramlás	(13 rácspont),
Karib-térség	(11 rácspont),
Guineai-áramlás	(4 rácspont),
Szomáli-áramlás +	
Észak-Egyenlítői-áramlás	(17 rácspont),
Kínai-tenger	(6 rácspont).
összesen	97 rácspont

A szektorok elhelyezkedését a 3. ábrán mutatjuk be. Az ábrákon feltüntetettük néhány körzet tipikus évi SST-menetét, amelyből jól kitűnik a két hideg tengeráramlás jellegzetes menete (Kanári- és Labrador-áramlás). A távkapcsolatok kutatása mellett elvégeztük az egyidejű vizsgálatokat is, amely különösen a két közeli szektor – a Földközi-tenger és az Észak-Atlanti-áramlás – esetében volt indokolt. Célul tűztük ki az egyes szektorok és Budapest közötti szigni-

fikáns távkapcsolatok kimutatását, valamint a szektorokon belüli ún. kulcstartományok kijelölését. A kulcstartományok SST anomáliái és Budapest hőmérsékleti anomáliái között az összefüggés szorosabb, mint a tartományban átlagosan. A $p = 95\%$ -os szignifikanciaszinten kimutatott eseteket a 3. táblázat mutatja. Így a táblázat első sora szerint például kapcsolat van a Földközi-tenger decemberi SST-anomáliái és a budapesti januári középhőmérséklet között, erős egyidejű kapcsolat van például augusztusban.

Az időbeli extrapolációt 6 hónapról 12 hónapra kellett növelnünk, mivel a távolabbi szektoroknál, mint a Golf-áramlás (4. ábra) a kapcsolat időbeli eltolódása meghaladta a fél évet (5. ábra). Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy a kapott eredmények szerint nagyobb biztonsággal jelölhetjük ki a nem szignifikáns eseteket, mint a szignifikánsakat. A szignifikáns távkapcsolatokat tovább kell majd vizsgálnunk, hogy teljes bizonyossággal megállapíthassuk azok prognosztikai értékét. A 3. táblázatban a hemiszférikus hőmérsékleti mezőhöz hasonlóan a szignifikáns távkapcsolatokat mutatjuk be. Így a fenti 9 szektor SST-anomáliái alapján nem célszerű becslést készítenünk a budapesti

3. TÁBLÁZAT

Az SST-szektorok és +0, +1, +2, ..., +12 havi budapesti középhőmérséklet között $p = 95\%$ -os kimutatott szignifikáns kapcsolatok (az 1901–1980 időszak alapján)

Budapest SST-szektor	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.*
Földközi-tenger	XII	-	IX	-IV V II	-	-	-	-	XI	-	-	-
		■	■	■*	■*	■*	■*	■*	■*	■*	■	
Észak-Atlanti-áramlás	-I, II IV, VI XI ■	-	-	-IV V VI	XII	IX XI	VIII*	IX XI	-	-	-	III
		■*	■*				■*		■	■		
Golf-áramlás	II XI ■	-	XI	-	VI	VII XII	II ■	II* III VI	II VII ■	-	-	-XII X
											■	
Karib-tenger	VI ■	-	-	IX	-	-	-	X II III ■	-	-	-	-
		■	■*								■	
Kanári-áramlás	X XI	VII	-	-IV* X I III	-	-	-	VI	X V VII	-	VI	IX
Szomáli-áramlás + É-Egy.-áramlás	VIII IX	-	-	II VII	III	V	XII	-VIII XII* II	II III V	-	VIII IX	V VIII IX

*minden „peridiktandusz” hónaphoz meghatározható egy-egy kulcstartomány

■ egyidejű kapcsolat
* igen erős kapcsolat

februári és októberi havi középhőmérsékletre, viszont várhatóan jó eredményt kapunk a január, az április és augusztus hónapokra. A távolabbi szektorok közül meglepően jó kapcsolatot mutat a Szomáli-áramlás és az Észak-Egyenlítői-áramlás az Indiai-óceánon.

5. Kilenc tengeri szektor havi tengerfelszín hőmérséklete és 10 magyarországi állomás átlagából számított országos havi csapadékösszeg közötti késleltetett kapcsolat vizsgálata

Vizsgálatunk harmadik fázisában az előbbieken meghatározott SST-szektorok és 10 magyarországi állomás átlagából számított havi csapadék mennyisége közötti összefüggéseket vizsgáltuk. A budapesti havi csapadékösszegek helyett a Budapest, Szombathely, Mosonmagyaróvár, Keszthely, Pécs, Kalocsa, Kecskemét, Szeged, Miskolc, Debrecen állomásokból számított országos átlagot tekintettük céltényezőnek, mivel így a csapadék szeszélyes, lokális jellegét ki tudtuk küszöbölni. Vizsgálatunknak ebben a fázisában is

4. TÁBLÁZAT

Az SST-szektorok és +0, +1, +2, ..., +12 havi országos csapadékösszeg között $p = 95\%$ -os szinten kimutatott szignifikáns kapcsolatok (az 1901–1980 időszak alapján)

Budapest SST-szektor	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.*
Földközi-tenger	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Észak-Atlanti-áramlás	IX	III IV V VI ■	II ■	VII* IX	III IV	–	–	–	III IV ■	IX ■	–	VI ■*
Golf-áramlás	–I VII XII	V	X XII II	VIII	–	–	II	IV	–IX I, II III, V VIII	–X IV	–	– ■
Karib-tenger	I	I V	XI	VII I IV	–	–	–	–	–IX XII IV VII	–	–	–
Kanári-áramlás	–	III IX ■	–	II III ■	–	–	–	–	II III IV	–	I IV VIII	XI
Szomáli- áramlás + É-Egy.- áramlás	VII	V I	XI	VII I	–	–	–	–	–IX XII IV VII	–	–	–

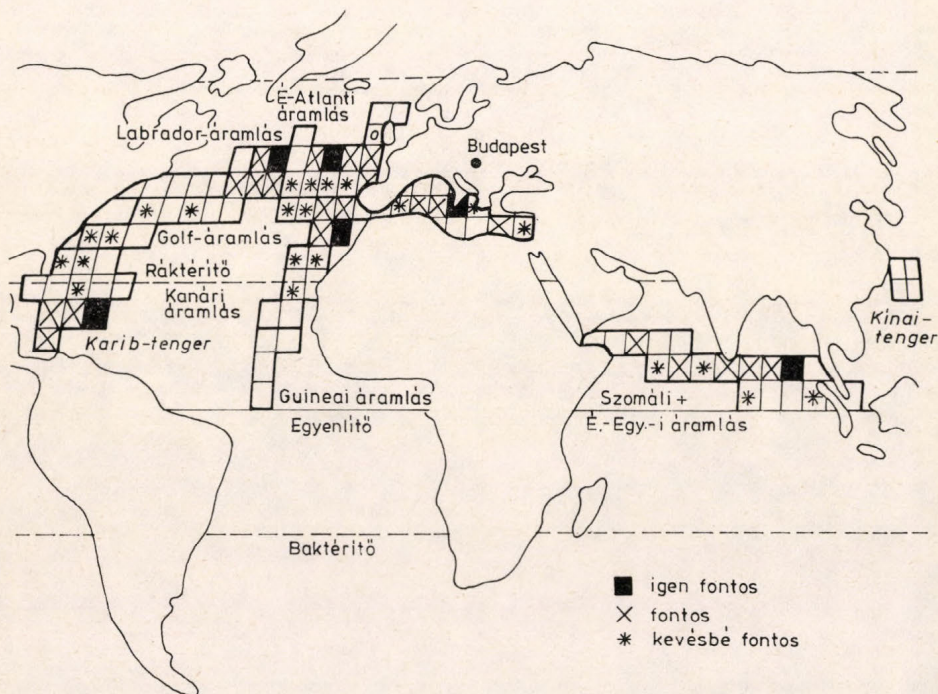
* minden „prediktandusz” hónapoz meghatározható egy-egy kulestartomány

■ egyidejű kapcsolat

* igen erős kapcsolat

meghatároztuk a szignifikáns távkapcsolatokat (4. táblázat). Az eredmények fontos következménye, hogy a májustól augusztusig terjedő időszak havi csapadék összegeit nem lehet becsülni a fenti SST-szektorok alapján.

Ennek egyik okát valószínűleg a nyáron gyakori konvektív csapadék-képződési mechanizmusban kereshetjük. Az év másik részében viszont több egyidejűleg érvényesülő távkapcsolatot találtunk. Az egyes SST-szektorokon belüli kulcsterületeket a 6. ábrán mutatjuk be. A havi országos csapadék-



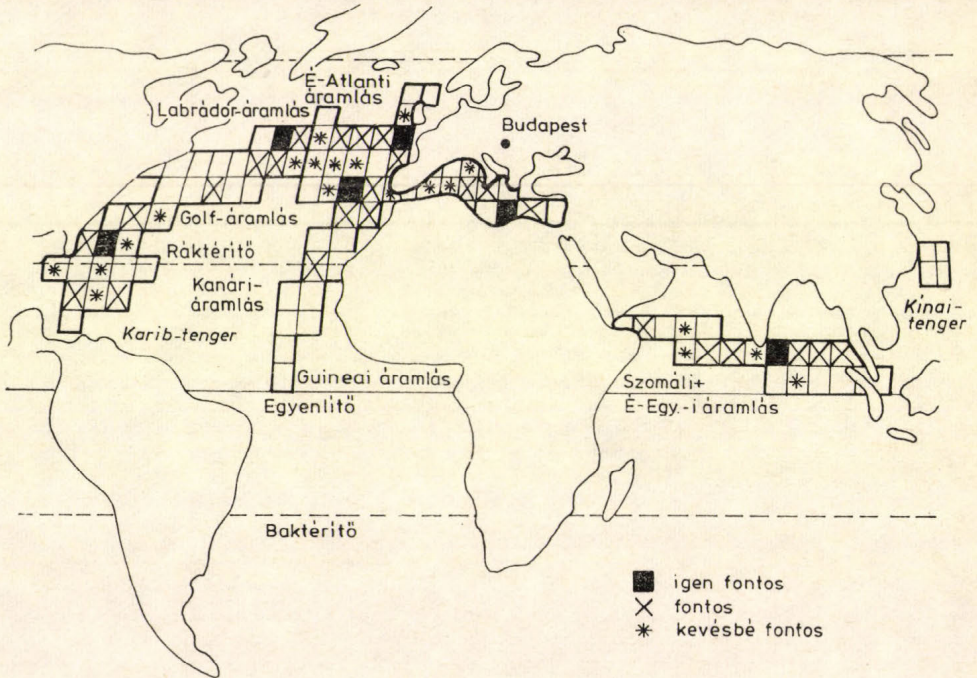
5. ábra: Az SST-szektorok havi anomáliái és a budapesti +1, +2, ..., +12 havi középhőmérséklet közötti késleltetett kapcsolathoz tartozó kulcstartományok elhelyezkedése az 1901–1980 időszak alapján

összegre kapott szignifikáns kapcsolatot mutató szektorok — Földközi-tenger, Észak-Atlanti-áramlás, Golf-áramlás, Kanári-áramlás és Szomáli-áramlás + Észak-Egyenlítői-áramlás — megegyeznek a havi középhőmérsékletre kapottakkal. Azonban az egyes szektorokon belül a kulcsterületek elhelyezkedésében és az időbeli retardálás mértékében az előbbihez képest kisebb különbségek adódtak.

Érdekességként meg kell említenünk, hogy a SST-szektorokra kapott — előbbiekben röviden bemutatott — következtetések csaknem 2600 multilineáris regresszió és több mint 850 csak a kanonikus korrelációanalízissel elvégezhető számítási eredmény szintetizálásaként születtek (a multilineáris regresszió számításokat is a kanonikus korrelációanalízis programmal végeztük, annak kedvező tulajdonságai miatt).

6. Következtetések

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a kiválasztott matematikai módszer, a kanonikus korreláció alkalmas a regionális és hemiszférikus klíma-anomáliák tér és időbeli elemzésére, lehetséges távkapcsolatok kimutatására. Az eredmények fontos kiindulási részét képezik egy, a közeljövőben kidolgozandó multiregressziós távprognosztikai modellnek.



6. ábra: Az SST-szektorok havi SST-anomáliái és a +1, +2, ..., +12 havi országos csapadékösszeg közötti késleltetett kapcsolathoz tartozó kulcstartományok elhelyezkedése az 1901–1980 időszak alapján

IRODALOM

- Barnett, T. P., 1981: Statistical prediction of North American air temperatures from Pacific predictors. *Mon. Weath. Rev.*, **109**, 1023–1041.
- Barnett, T. P., 1983: Interaction of the Monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: The equatorial zone. *Mon. Weath. Rev.*, **111**, 756–773.
- Barnett, T. P. and R. Preisendorfer, 1987: Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Mon. Weath. Rev.*, **115**, 1825–1849.
- Livezey, R. E. and K. C. Mo, 1987: Tropical-extratropical teleconnections during the Northern Hemisphere winter. Part II: Relationships between monthly mean Northern Hemisphere circulation patterns and proxies for tropical convection. *Mon. Weath. Rev.*, **115**, 3115–3132.
- Mo, K. C. and R. E. Livezey, 1987: Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weath. Rev.*, **114**, 2488–2515.
- Móri, F. T. és Székely, J. G., 1986: *Többváltozós statisztikai analízis*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 119–128.
- Nicholls, N., 1983: Predicting Indian monsoon rainfall from sea-surface-temperature in the Indonesian–North Australian area. *Nature*, **306**, 576–677.
- Nicholls, N., 1987: The use of canonical correlation to study teleconnections. *Mon. Weath. Rev.*, **115**, 393–399.
- Nicholls, N., G. Gruza, Y. Kikuchi and R. Somerville, 1984: Long-range weather forecasting: recent research. *Long-Range Forecasting Research Publications Series*, No. 3.
- Oort, A. H., 1982: Climate variability – some observational evidence, in *Physical Basis for Climate Prediction*, 1–24. WCP–47.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weath. Rev.*, **110**, 354–384.
- WMO, 1984: Report of the session of the Commission for Atmospheric Sciences Working Group on Long-Range Weather Forecasting Research, Geneva, 2–4 April 1984. *Long-Range Forecasting Research Publications Series*, No. 4.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

A hemiszférikus hófedettség adatállomány (1966–83) és néhány hatáselemzés a globális és regionális skálán

BARTHOLY JUDIT

Központi Meteorológiai Intézet
Budapest, H–1525, Pf. 38.

A data set of hemispherical snow cover fields (1966–83) and its possible effects on other meteorological parameters on the global and regional scale. The extent and duration of snow cover on the Northern Hemisphere has significant effects on the global atmospheric conditions. This connection could be explained on the one hand by the different albedo and the strong horizontal thermal contrast between the cold snow-covered surface and the warmer bare ground which cause a deficit in the surface heat exchange. On the other hand there was observed a positive feedback between atmospheric circulation and extent of snow cover which could lead to short term climatic fluctuations. For example Namias described a positive feedback; namely here he shows that extensive snow cover could lead to intensified cyclogenesis. Dey and Kumar suggested that there should exist a relationship between Eurasian spring snow cover and Indian monsoon activity. Those and many other investigations could not give reliable quantitative results, because of the length of the database, and because the snow cover observations were not enough representative for the whole area. Those difficulties were partly averted, when for the initiative of the WMO, in the early eighties a satellite derived data archive was created for the Northern Hemisphere. This monthly archive was prepared from the Weekly Snow and Ice Cover Charts at the National Earth Satellite Service (USA) for the period November 1966 through December 1983. The Hungarian Meteorological Service gets this database in digitized form on microfilm. Originally a 89×89 grid-matrix were used for the digitalisation covering the whole hemisphere. We created a cumulative codification on the same area and used these new codes on a 30×30 grid-matrix. We put the archive of the whole dataset to magnetic data carrier to make possible the computer applications. After we carried out a data quality control, we determined a few general statistical parameters of the archive. First we computed the geographical positions of the grid boxes and the real areas of them, then the monthly snow-cover areas (in km^2), the snow-cover frequency maps, and the monthly average fields were presented. We carried out correlation and lag correlation analysis between the northern and southern hemispherical temperatures and the snow cover areas. Also some autocorrelation functions and teleconnection pattern was prepared on the same database.

*

A hóval fedett területek részarányának jelentős szerepe van a globális éghajlati rendszerben. Ennek magyarázata egyrészt a felületek kisebb abszorpciós képességében, másrészt az olvadásnál és fagyásnál fellépő latens hőcserében keresendő. Egy összetett pozitív visszacsatolási mechanizmus figyelhető meg a légköri cirkulációs folyamatok és a hófedettség között, amely klímaingadozásokra vezethet. Általános cirkulációs modellkísérletek az eredményre vezettek, hogy a hó és jégmezők kiterjedésének relatíve kis változásai következtében a klimatológiai állapotjelzőknél jelentős anomáliák léphetnek fel; például a közepes zonális szél erősség módosulása és a ciklontevékenység centrumainak áthelyeződése. Ezek a vizsgálatok — megfelelő mennyiségű és minőségű

adat hiányában — eddig nem zárulhattak megbízható kvantitatív becslésekkel. A 80-as évek elején ez az akadály részben elhárult, mivel a WMO kezdeményezésére egy egységes globális adatsort állítottak elő. A kiinduló adatbázist az Amerikai Haditengerészet és az Amerikai Állami Oceanográfiai és Meteorológiai Igazgatóság Egyesített Jég Központja (US Navy Joint Ice Center) által több évtizede folyamatosan készített globális hó- és jégtérképek szolgáltatták. A létrehozott állomány e térképek digitalizált hemiszférikus mezőit tartalmazza. Az északi féltekére vonatkozó adatokat mikrofilmen kaptuk meg az Egyesült Államok Boulder-i adatközpontjától. Ezen az 1968–83-as időszak havi átlagos mezői található binárisan kódolt formában. Egy-egy mező 89×89 -es rácsponthálózattal fedi le a hemiszféra sztereografikusan vetített térképét. Ezen adatok egy tömörített, átkódolt változatát vittük mágneses adathordozóra. Az adatbázis kontrolljára vonatkozó referenciák hiányában tesztelést és minőségellenőrző vizsgálatokat végeztünk. Meghatároztuk a hófedettségi adatsor statisztikai paramétereit. Az északi és a déli féltekére vonatkozó hemiszférikus hőmérsékleti sorokkal korrelációanalízist készítettünk. A hőmérsékleti átlagsorok és a szektorokra bontott hófedettségi állomány összefüggéselemzését is elvégeztük, egyidejű és időben eltolt változatban. Az új állomány felhasználásával cirkulációs modellkísérletekre, illetve a feltárt összefüggéseknek a hosszú távú időjárás-előrejelzéseknél való felhasználására is lehetőség nyílik.

1. Bevezetés

Az elmúlt 2–3 évtized során mind több kutatási eredmény támasztotta alá azt a feltevést, hogy a hemiszférikus hó- és jégtakaró kiterjedése valamint fennmaradásának időtartama fontos szerepet játszik a többi időjárási és klímaparaméter alakulásában. Sok publikáció jelent meg ebben az időszakban, melyek ezeket az összefüggéseket elemzik, értékelik. *Namias* (1964, 1978) kapcsolatot figyelt meg egy-egy térségben néha hónapokig fennmaradó extrém hőmérsékleti anomáliák és a hótakaróval fedett területek kiterjedése között. *Kukla* (1974) állítja, hogy egy-egy év szélsőségesen hideg időjárását a felszíni hőcsere deficitén keresztül, előidézheti a megelőző év átlagosnál nagyobb kiterjedésű hemiszférikus hótakarója. E megfigyelésnek jelentős prognosztikai értéke lehet, ha megfelelő számú mintán ellenőrizve bizonyítást nyer. *Namias* (1963) és *Lamb* (1972) a hófedettséget a klímaváltozások egy érzékeny indikátorának tekinti, amely a légkör átlagos állapotát jelzi és így közvetlenül befolyásolja a légkör cirkulációs viszonyait. A szerzők szoros összefüggést véltek felfedezni a magaslégtéri cirkuláció és a térben-időben változó hótakaró között. A kapcsolat egyszerűsített modellje a következő: Az eltérő sugárzási tulajdonságok miatt a nagy kiterjedésű, szárazföldet borító hótakaró határánál jelentős horizontális hőkülönbségek jönnek létre a hófedte és a csupasz földfelszín között. Ennek következtében e területek fölötti légtömegek különböző mértékben melegednek föl és kiegyenlítő cirkulációs folyamatokat indítanak el. Hasonlóan alakulnak ki a tartósan hó-jég fedte magas szélességeken, a többé-kevésbé stabil hidegcsatornák. *Klein* (1971) maximum és minimum hőmérsékletet előrejelző modelljébe prediktorként vette be a hófedettségi adatokat. *Hahn–Shukla* (1976) szignifikáns kapcsolatot mutatott ki az indiai monszun és az eurázsiai hófedettség között. *Dewey* (1977) a MOS modell elemzésénél azt találta, hogy a jelentős hibák mindig extrém nagy kiterjedésű hótakaró esetén jelentkeztek. *Lamb* (1975) javasolja, hogy a hófedettséget alkalmazzák a kis időskálájú klímafluktuációk indexeként, mivel az közvetlenül reagál a légköri változásokra. Valamint dolgozzanak ki erre az indexre egy módszert, amellyel a jövőbeni változásokat előrejelezni és a múltbelieket kvantitatíve regisztrálni lehet. Példaként említi, hogy e században a 40-es évek intenzív zonális áramlással kísért fölmelegedés

volt megfigyelhető, amely az arktikus jégsapka összehúzódását és a szárazföldi hótakaró csökkenését eredményezte. Az ezt követő időszakban az áramlás meridionális jellege megnövekedett, s ezzel egyidőben a klíma is hűvösebbre fordult és megnőtt a téli évszak hossza, ami a jégsapka és a kontinentális hótakaró ismételt kiterjedéséhez vezetett.

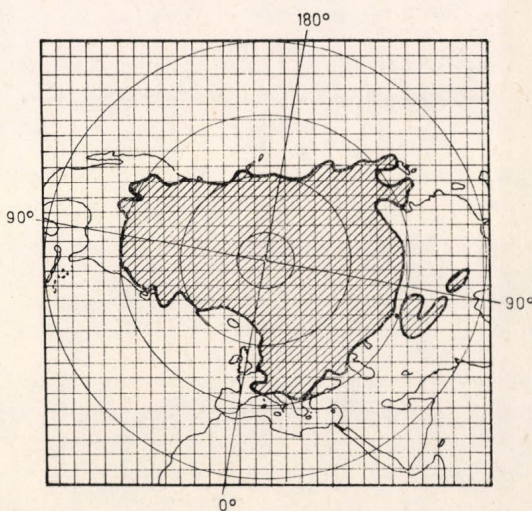
Minden esettanulmány, vizsgálat, ill. elméleti fejtegetés valamiféle kapcsolatok, kölcsönhatások létét bizonyította, de értékelhető kvantitatív eredményeket egyik kutató sem kapott, hiszen nem állt megbízható adatbázis a rendelkezésükre. A 80-as évek elején egyértelmű igény jelentkezett egy ilyen állomány generálására és egy WMO felhívás is egy globális adatbázis létrejöttét sürgette. Ennek objektív feltételei megvoltak, hiszen 1966 novemberétől archiválva rendelkezésre álltak a NOAA 6 és 7 műholdak hemiszférikus felvételei.

2. A hemiszférikus hófedettségi adatbázis

Az amerikai NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) Állami Műhold Szolgálat (National Environmental Satellite Service – NESS) 1966 óta veszi és hetente, ill. havonta archiválja az északi hemiszféra hó- és jégfedettségi mezőit. Ezeket az, 1 : 50 000 000 kicsinyítési arányú sztereografikus projekcióval készült, 89×89-es rácshálózattal lefedett térképeken, binárisan kódolt formában tárolták, amelyet mi mikrofilmen kaptunk meg az 1966. november – 1983. december időszakról.

A 89×89-es adatmátrix a teljes északi hemiszférát lefedi (kivéve a trópusok egy kis részét, de hófedettség szempontjából ez nem jelent információvesztést). Azok az elemi rácsterületek lettek fedettnek kódolva (1-es), amelyeknek 50 vagy ennél több %-át borította hó vagy jég a felvételeken. Példaként az 1. ábrán bemutatjuk az 1967. január havi hemiszférikus hó- és jégfedettségi mezőt, ahol a 89×89-es alaprács pontozott területegységei a hó és a jég jelenlétét jelzik. A műhold-felvételekről való közvetlen kódolásnál három probléma jelentkezett:

- 1) A téli félévben, április eleje és szeptember közepe közötti időszakban az északi hemiszférát nem mindenütt világítja meg a Nap és így ezen



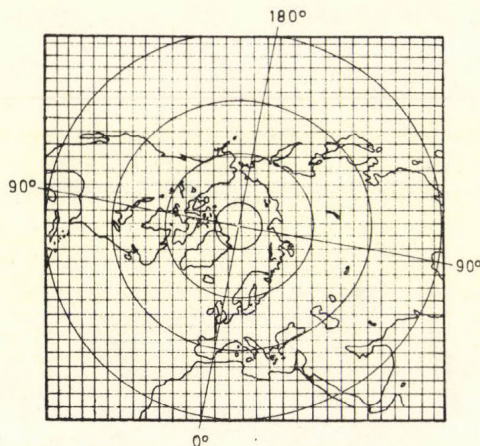
1. ábra: 1967. január havi hemiszférikus hó- és jégfedettségi térkép (a 89×89-es rácshálózat adatai alapján)

területekről készült fölvételek nem értékelhetők. A sarki körzetet borító homály, ahogyan az az 1. táblázat adataiból látható, esetenként a 77° – 59° szélességi körig húzódik le, de lényegében sohasem lépi túl az állandó hó- és jéghatárt, így ez nem tekinthető hibaforrásnak.

1. TÁBLÁZAT

Az Északi-sark körzetét lefedő sarki homály mely szélességeig húzódik le a téli időszakban, havonta

Szélességi kör	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jan.	Febr.	Márc.	Ápr.
	77°	72°	65°	59°	60°	65°	69°	75°



2. ábra: A kumulatív kódoláshoz használt sztereografikus térképvetület és a 30×30 -as rácshálózat

- 2) A zárt lombkoronájú erdők esetében sem állapítható meg, hogy a felszínt borítja-e hó, vagy sem.
- 3) Hasonlóan gondot okoznak a tartósan felhővel fedett területek. Különösen akkor, ha az utolsó értékelhető felvétel óta újabb hóesés vagy nagyobb mértékű olvadás lépett föl, ezek időpontja nem állapítható meg.

Az archiválás során a földfelszíni megfigyelések adataival folyamatosan korrigálják azokat az észlelési hibákat, amelyeket a 2) és 3) alatt leírt jelenségek okoznának.

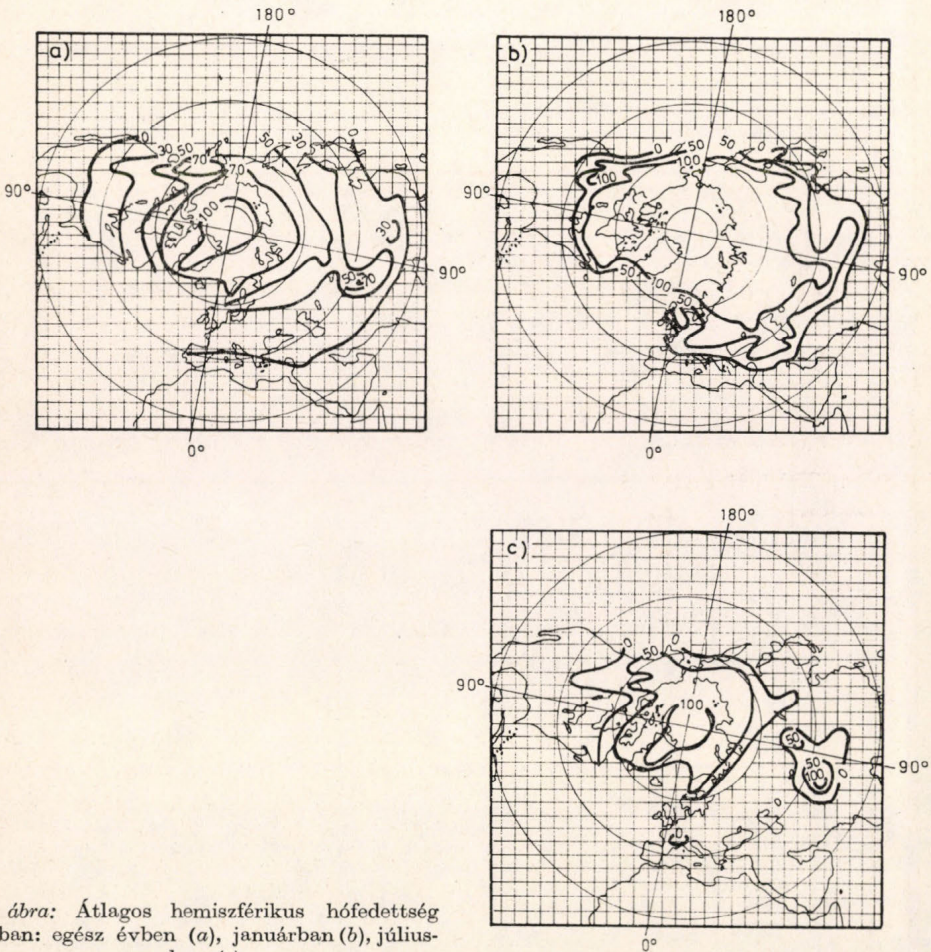
A mikrofilmen kapott havi hemiszférikus hófedettségű mezőket tartalmazó állomány közel kétmillió adatot tartalmazott, amelynek számítógépes adathordozóra vitelére nem vállalkoztunk. Egy ritkább hálót alkalmazva, 3×3 rácspontot összefogva, kumulatív kódolással, a lefotózott és kinagyított mezőket fóliával leolvastuk és a 2. ábrán bemutatott 30×30 -as hemiszférikus rácshálózattal jellemeztük a hófedettségű mezőket. A leolvasáshoz a Központi Meteorológiai Intézet módszertani csoportja és a Központi Előrejelző Intézet Hosszútávú Előrejelző Csoportja, mint a generált állomány potenciális felhasználói nyújtottak segítséget. Az ábrán látható rács területeihez 0–9 kódértékek tartoznak. Az értelmezés szerint a 0 érték azt jelenti, hogy a 9 alterület egyikén sincs hó; 9 érték azt, hogy mindegyikén van. A leolvasott mezőadatokat előbb lyukkártyára vittük, majd az OMSZ Számítóközpont BASF gépén egy mágneslemez-állományt generáltunk.

3. Statisztikai vizsgálatok, eredmények

A rácsterületekhez átlagos gyakoriságokat rendeltünk hozzá, azaz meghatároztuk, hogy az egész évben, ill. minden hónapban külön-külön átlagosan hány %-ban fedi hó. Ezek közül az egész évre vonatkozót a 3.a ábrán, a január és július hónapokét a 3.b és 3.c ábrán mutatjuk be.

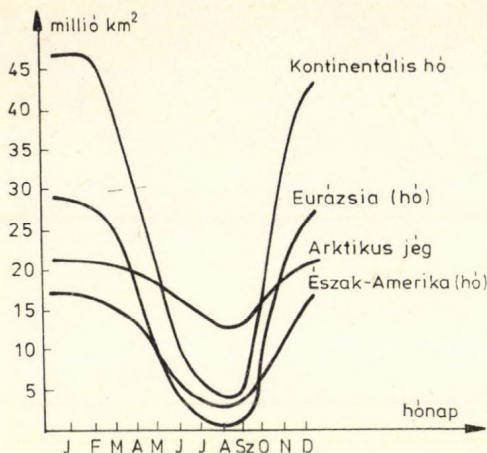
A sztereografikus projekció torzít, ahhoz, hogy a valódi hóval fedett területeket meghatározhassuk, elsőként a 30×30-as rácshálózatunk földrajzi koordinátáit kellett meghatároznunk, majd ezek felhasználásával a valódi gömbi területeket.

A rácshoz tartozó részterületek és a kumulatív kódok ismeretében meghatároztuk a hemiszféra havi hóval és jéggel fedett területeit. Maximális értéknek a 17 év alatt 73,92 millió km²-et, minimálisnak 26,2 millió km²-t kaptunk.

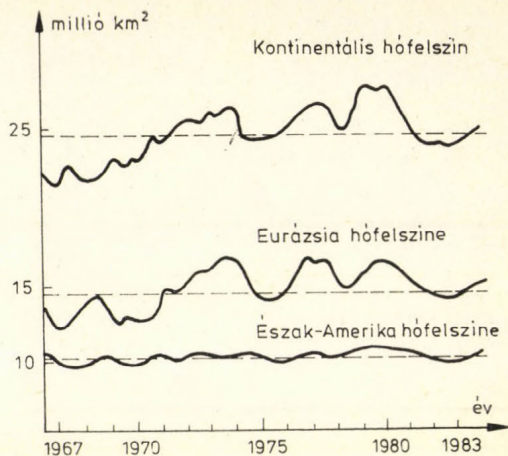


3. ábra: Átlagos hemiszférikus hófedettség %-ban: egész évben (a), januárban (b), júliusban (c)

Megfigyeltük, hogy a kontinentális hótakaró évi változékonysága jóval meghaladja a tengeri jég éves ingását. Ezért az állományban szétválasztottuk a jég- és hóterületeket. Ugyancsak szétválasztottuk az eurázsiai-és az észak-



4. ábra: A kontinentális hó és az artikus jég összterületének évi menete



5. ábra: A kontinentális hóval fedett összterület évenkénti változásai (12 hónapos futtatott átlagokkal)

amerikai hótakarót. A földrajzi térségekre kapott, éven belüli átlagos menet a 4. ábrán, a 17 év – futtatott 12 havi átlagszámítással – simított menetét pedig az 5. ábrán láthatjuk. A 4. ábrán szembevetendő hogy bár minden térségre a minimális hó- és jégtakaró augusztus–szeptemberre alakul ki, a hó- és jégolvadás sebességei nagyon eltérők. Az Arktikus jég sokkal stabilabb, mint a kontinentális hó. Eurázsia hótakarója megközelítően kétszerese az észak-amerikainak, de maximális és minimális területük hányadosa jelentősen eltér. Azaz Euráziában átlagosan 41-ed részére, Észak-Amerikában csak hatodára csökken a nyári időszakban a hótakaró. Ezzel szemben a tengeri jég még felére

		J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	SZ.	O.	N.	D.
Az eltolás mértéke hónapban	6	-71	-61	*	-67	-69	-77	-81	-69	-77	-72	-59	-61
	5	-56	-58	-49	-56	-83	-74	-63	-76	-68	-61	*	-61
	4	-61	-63	-88	-74	-64	-81	-73	-61	-72	-65	-63	-57
	3	-67	-71	-83	-67	-72	-78	-59	*	*	-61	-59	-53
	2	-76	-58	-74	-61	-59	-47	-61	-48	*	-53	-56	-59
	1	-68	-66	-59	-55	-51	-54	-57	-61	-63	*	-61	-72
	Egyidejű	-67	-62	-69	-62	-61	-71	-58	-57	-61	-63	-71	-68
	-1	-49	-57	-53	*	*	-41	*	*	*	-51	*	*
	-2	-47	-43	-43	*	*	*	*	*	*	*	-46	-49
	-3	-56	-53	-42	-47	*	*	*	-49	*	*	-42	-41
	-4	-52	-49	-47	-41	-47	-43	*	*	*	*	*	-43
	-5	-41	*	-49	*	*	*	*	*	*	*	*	-51
-6	-49	-47	-53	-51	-56	*	*	*	*	-47	*	-45	

2. TÁBLÁZAT

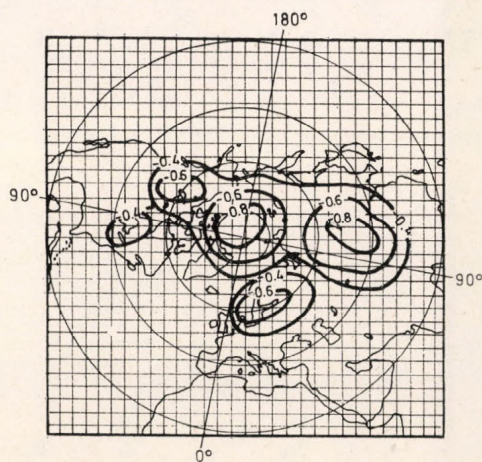
Az északi hemiszféra átlagos hőmérsékleti anomáliájának és a hemiszférikus hófedettségnek időben retardált és egyidejű korrelációs viszonyai (az eltolás mértéke: -6, ... +6 hónap). Megjegyzés 1. A korrelációs együtthatók 100-zal szorzott értékei találhatóak a táblázatban. 2. *-gal jeleztük, ha a korrelációs együttható abszolút értékben kisebb, mint 0,4

sem. Az 5. ábrán a 17 éves időszak alatti változásokat jelenítettük meg. A havi értékek közvetlen ábrázolása az évi menet miatt nem célszerű, az évi átlagok ábrázolását önkényesnek tartottuk. Simításként 12 hónapos futtatott átlagokat képeztünk, 1 hónapos időlépcsővel. Az ábra görbéiről látható, hogy Észak-Amerika hófelszínének területe évről évre alig változik. A kontinentális hófelszín ingadozásainak 74%-át az eurázsiai változékonyság adja.

A hemiszférikus hófedettségi mezőkkel korrelációs-, autokorrelációs- és távkapcsolat-elemző vizsgálatokat is végeztünk. A *Journal of Climate and Applied Meteorology* folyóiratban *P. D. Jones és C. S. B. Raper (1986 a, b)* által publikált északi és déli hemiszférára vonatkozó havi felszín-hőmérsékleti idősort használtuk a távkapcsolat analízis és az egyidejű, ill. időben retardált korrelációs vizsgálatunkhoz. Többféle bontásban készítettünk távkapcsolat-mezőket, a 6. ábrán az északi hemiszférára és a három (december, január, február) téli hónapra összevont egyidejű távkapcsolat-térképet mutatjuk be. Az ábrán látható, hogy minden korrelációs együttható negatív, ami a várakozásunknak megfelel, valamint, hogy négy fő centrum figyelhető meg: az Északi-sark körzetében, Szibéria, Észak-Európa és Északnyugat-Amerika térségében. A távkapcsolat mezősorokkal, a kapcsolat idő- és térbeli változásait vizsgálhatjuk, az időben retardált autokorrelációval a perzisztencia mértékére és időtartamára következtethetünk.

Az egyidejű és az időben 6, 5, ..., 1, -1, ..., -5, -6 hónappal eltolt havi korrelációs értékeket a 2. táblázatban foglaljuk össze. Látható, hogy a vizsgált időszakot megelőző időben, a hófedettség és a hőmérséklet közötti korreláció viszonylag kicsi (bár mindenütt negatív). Az egyidejű és a követő időszakban szép számmal találunk magas korrelációs értékeket. Megfigyelhetjük, hogy a 0,7–0,8-at meghaladó értékek szinte mind a bekeretezett szektorban vannak. Ezek mindig egy téli időszak (nov., dec., jan., febr., márc.) hófedettsége és egy az öt követő tavaszi-nyári időszak hemiszférikus hőmérséklete közötti korrelációs együtthatók. Ezek az eredményeink jól egyeznek a már említett *Kukla (1974)* cikk megállapításaival.

Jogosan felmerülhet a kérdés: elegendő-e ± 6 hónapos retardáció vizsgálata, hiszen a 5. ábra tanúsága szerint egy-egy markáns anomália néha 4–5–6 évig



6. ábra: Távkapcsolat mező, mely a téli hófedettség és a hemiszférikus hőmérsékleti anomáliák közötti korrelációs viszonyokat jeleníti meg (az összevont téli hónapokra: december, január, február)

is fennmarad. Vajon mi váltja ki ezeket a jelenségeket? Ez a kérdés a rendelkezésünkre álló mintából – annak hossza miatt – nem válaszolható meg. Sőt, talán még érdekesebb lehet az a kérdés, hogy vajon mi okozza a hirtelen és erőteljes anomáliaváltozásokat, amelyek még egy ilyen erősen simított ábrázolásban is megjelennek. Hipotézisek, elméletek megkísérlik magyarázni a jelenséget, de ezekre a kérdésekre tudományosan megalapozott válasz ma még nem adható.

4. Az alkalmazás perspektívái

Az eddig elvégzett munka csak az állomány kontrolljának, ill. alapstatisztikai elemzésnek tekinthető. Az adatbázis felhasználására sok – a hazai gyakorlatban is fontos – lehetőség kínálkozik, amelyek közül csak néhány jelentősebbet említünk. *Namias* (1985) vizsgálatai és ajánlása alapján a mezoskálájú térségek hőmérsékleti, ill. csapadék idősorainak és a kontinentális hótakaró kapcsolatának vizsgálata perspektivikusan alkalmazható eredményekre vezetnek. A környezeti hatások szerepének növekedése miatt különösen fontos lehet *Kukla* és *Gavin* (1981) föltételezésének ellenőrzése, miszerint a CO₂ koncentráció, ill. a sarki nyári jégsapka kiterjedése között szoros összefüggés van. *Walsh* 1988-as cikkében kísérletet tesz, hogy klímamodelljében indikátorként szerepeltesse a hófedettséget. Hazai, párhuzamosan folyó kísérleteinkben valószínűleg szintén felhasználásra kerül majd ez az adatbázis. Régebben *Klein* (1971) és újabban *Walsh* – *Jasperson* (1985) tettek kísérletet arra, hogy hosszú távú előrejelzésekben, ill. klímaprognózisokban prediktorként szerepeltessék a hófedettségi mezőket és így havi, ill. évszakos hőmérsékleteket és a várható csapadék mennyiségét előrejelezzék.

Végül köszönetet mondok a Központi Előrejelző Intézet Hosszútávú Előrejelző Csoport munkatársainak és a Központi Meteorológiai Intézet Módszertani Csoportjából *Helm* Editnek, akik segítőkész munkájukkal hozzájárultak, hogy ez a tanulmány elkészülhessen.

IRODALOM

- Dewey, K. F.*, 1977: Daily maximum and minimum temperature forecasts and the influence of snow cover, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 105, pp. 1594–1597.
- Hahn, D. G.* – *Shuk la, J.*, 1976: An apparent relationship between snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 2461–2462.
- Jones, P. D.* – *Wigley, T. M. L.* – *Wright, P. B.*, 1986b: Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, Vol. 322, pp. 430–434.
- Jones, P. D.* – *Raper, S. C. B.* – *Bradley, R. S.* – *Diaz, H. F.* – *Kelly, P. M.* – *Wigley, T. M. L.* 1986a: Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1951–1984. *J. Clim. Appl. Meteor.* Vol. 25, pp. 161–179.
- Klein, W. H.* – *Lewis, F.* – *Hammons, G. A.*, 1971: Recent developments in automatic max/min temperature forecasting. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 10, pp. 916–920.
- Kukla, G. J.* – *Gavin, J. J.*, 1981: Summer Ice and Carbon Dioxide, *Science*, Vol. 214, pp. 497–503.
- Kukla, G. J.* – *Kukla, H. J.*, 1974: Increased surface albedo in the Northern Hemisphere, *Science*, Vol. 183, pp. 709–714.
- Lamb, H. H.*, 1972: *Climate: Present, Past and Future*, Vol. 1, Methuen and Company, London.
- Lamb, H. H.*, 1975: Remarks on the current climatic trend and its perspective, *Proceedings of the WMO/IAMAP Symposium on Long-Term Climatic Fluctuations*, Norwich 18–23 Aug. 1975, WMO No. 421, pp. 473–477.
- Namias, J.*, 1963: Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of drought and other climatic fluctuations, *Arid Zone Research XX*, *Changes of Climate*, *Proceedings of Rome Symposium UNESCO and WMO*, pp. 345–359.
- Namias, J.*, 1964: A 5-year experiment in the preparation of seasonal outlooks, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 92, pp. 449–464.
- Namias, J.*, 1978: Multiple causes of the North American abnormal winter 1976–1977. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 106, pp. 279–295.
- Namias, J.*, 1985: Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, pp. 1542–1553.
- Walsh, J. E.* – *Jasperson, W. H.*, 1985: Influences of snow cover and soil moisture on monthly air temperature, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 113, pp. 756–768.
- Walsh, J. E.* – *Ross, B.*, 1988: Sensitivity of 30-day dynamical forecasts to continental snow cover, *J. Clim.* Vol. 1, pp. 739–754.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 93. évf. 2–3. szám, 1989. március – június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

A lineáris analitikus trendvizsgálat néhány elvi-módszertani kérdése

SZENTIMREY TAMÁS

Központi Meteorológiai Intézet,
H-1525 Budapest, POB 38

A meteorológiai idősorok trendvizsgálatánál gyakran használatos a lineáris analitikus módszer. Ez egy igen egyszerű és hasznos eljárás, azonban az alkalmazásával kapcsolatban óhatatlanul felmerül néhány alapvető kérdés. Hogyan értelmezhető az együttható becslések, ha a lineáris modell feltételezése helytelen? Hogyan ellenőrizhető a lineáris modellre vonatkozó feltételezés helyessége? Ellenőrizhető-e egyáltalán? A jelen tanulmány célja ezen kérdéskör vizsgálata és a kapott eredmények bemutatása.

*

Some methodological questions of linear analytical trend analysis. The linear analytical trend analysis is an often applied method at the investigation of meteorological time series. It is intelligible because it is a very simple and useful method, but there are some methodological problems in connection with its application. Let's consider how the coefficient estimators can be interpreted in that case when the assumption of the linear model is wrong. How are we able to control the acceptability of the linear model? Is there any possibility at all to test the applicability of a given model? The aim of the present paper is the solution of these problems. Accordingly first the linear analytical trend analysis is generalized, second an F-test is presented, that is suitable to control the acceptability of a given linear model.

Bevezetés

A meteorológiai kutatások eredményességének egyik meghatározója a rendelkezésre álló matematikai apparátus fejlettsége, pontosabban a meteorológiai problémák megfogalmazására, illetve megoldására való alkalmassága. Ebből következően a meteorológia nem lehet csupán alkalmazója a különböző – lényegében tőle függetlenül kialakult – matematikai területek eredményeinek, módszereinek, hanem fel kell vállalnia ezek saját igényei szerinti fejlesztését, sőt távlatilag esetleg akár egy új, a meglévőknél adekvátabb matematikai apparátus létrehozására is törekednie kell. Előadásom témája is ilyen módszertani fejlesztéssel kapcsolatos, a lineáris analitikus trendvizsgálatnak egy a szokásosnál általánosabb értelmezését, és az e téren kapott eredmények rövid összefoglalását kívánom bemutatni. Lényegesnek tartom megemlíteni, hogy a matematikai statisztika e csak látszólag hálátlan területével *Gulyás Ottó* ösztönzésére kezdtem el foglalkozni, köszönet érte.

1. A lineáris analitikus trendvizsgálat diszkrét modellje, és alkalmazásának korlátai

A statisztikai trendvizsgálat diszkrét esetének általános modellje, hogy a vizsgált idősor

$$\xi(t) = m(t) + \varepsilon(t) \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (1)$$

alakban áll elő, ahol $m(t)$ a $\xi(t)$ időbeli változásának alaptendenciáját jellemző trendfüggvény (várható érték függvény), az $\varepsilon(t)$ „zaj” elemei pedig azonos eloszlásúak, 0-várható értékűek, σ -szórásúak és teljesen függetlenek. A vizsgálat célja a trendfüggvény közelítése – becslése – a $\xi(t)$ idősor egyetlen realizációja alapján.

Tapasztalataim szerint e modellekhez meglehetősen különbözően viszonyulnak a tapasztalati tudományokkal foglalkozó kutatók, illetve a matematikusok. A tapasztalati tudományok szempontjából ez egy jól használható, egyszerű modell az idősorok leírására, éppen ezért gyakran és szívesen alkalmazzák. Például az azonos hónapokhoz tartozó illetve az évi meteorológiai idősorok is általában jól modellezhetők ilyen módon, ahol ez esetben az $m(t)$ trendfüggvény a klímaváltozást, az $\varepsilon(t)$ zaj pedig a klíma változékonyságát reprezentálja. Ugyanakkor viszont a trendvizsgálat a matematikai statisztika egy nem teljesen egzakt, perifériális részének mondható, ugyanis a modell egyszerűsége dacára, a feladat feltételrendszere matematikai szempontból túl általános, nem eléggé meghatározott, hiszen egy idősor egyetlen realizációja alapján – minden egyéb információ vagy feltételezés nélkül – a trendfüggvényre jó becslést adni úgyszólván lehetetlen.

Éppen ezért általában az eredeti (1) modellnél speciálisabbakat szoktunk használni, melyek közül az egyik legelterjedtebb a lineáris analitikus modell, amelynél feltételezzük, hogy

$$m(t) \equiv \sum_{i=1}^L c_i \varphi_i(t) = \mathbf{c}^T \boldsymbol{\varphi}(t) \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

ahol

$$\varphi_1(t), \varphi_2(t), \dots, \varphi_L(t) \quad (t = 1, 2, \dots, n; L \ll n)$$

adott lineárisan független függvényrendszer, és a \mathbf{c} együtthatóvektor legkisebb négyzetek módszere szerinti becslése:

$$\hat{\mathbf{c}} = \Phi^{-1} \sum_{t=1}^n \xi(t) \boldsymbol{\varphi}(t), \quad \Phi = \sum_{t=1}^n \boldsymbol{\varphi}(t) \boldsymbol{\varphi}^T(t) \quad (3)$$

Közismert, hogy különösen normális zaj esetén ez a becslés igen jó tulajdonságokkal rendelkezik (Móri és Székely, 1986), feltéve persze, hogy a (2) azonosság igaz. És pontosan itt van a probléma, hiszen a (2) azonosság feltételezése csupán egy a priori leegyszerűsítése a tapasztalatilag esetleg elfogadható (1) modellnek, abból a célból, hogy matematikailag kezelhetővé tegyük feladatunkat. Tehát óhatatlanul felvetődnek a következő kérdések:

- i, Mi van, ha a (2) feltételezés nem igaz? Ez esetben hogyan értelmezhető a (3) becslés?
- ii, Hogyan ellenőrizhető a (2) feltételezés helyessége?

A továbbiakban ezekkel a kérdésekkel foglalkozunk.

2. A lineáris analitikus trendvizsgálat általánosítása

Tételezzük fel, hogy a $\xi(t)$ idősorra teljesülnek az (1) modell feltételei, és legyen $\hat{\mathbf{c}}$ vektor a (3) formulával definiált, ahol tehát a $\varphi_1(t), \varphi_2(t), \dots, \varphi_L(t)$

($t = 1, 2, \dots, n$) egy adott lineárisan független függvényrendszer. Ekkor általánosan \hat{c} azon c együtthatóvektor becslése, amelyre teljesül, hogy

$$\sum_{t=1}^n (m(t) - c^T \varphi(t))^2 = \min_x \sum_{t=1}^n (m(t) - x^T \varphi(t))^2$$

azaz $c^T \varphi(t)$ az $m(t)$ trendfüggvénynek a $\varphi_1(t), \varphi_2(t), \dots, \varphi_L(t)$ függvényrendszerre vonatkozó vetülete.

A \hat{c} becslés tulajdonságai hasonlók a pontos illeszkedés – a (2) azonosság teljesülése – esetére vonatkozó, ismert tulajdonságokhoz:

i, \hat{c} a $\xi(t)$ idősor elemeiben lineáris, tetszőleges $m(t)$ trendfüggvény esetén torzítatlan becslése c -nek, és az ilyen típusú becslések közül komponensenként a legkisebb szórású (BLUE).

Ha a zaj normális, azaz $\varepsilon(t) \in N(0, \sigma^2)$ akkor a c_i ($i = 1, 2, \dots, L$) komponensekre ugyanolyan módon adhatók konfidencia-intervallumok, illetve a $c_i = 0$ ($i = 1, 2, \dots, L$) hipotézis ugyanúgy ellenőrizhető F-próbával, mint a (2) azonosság teljesülése esetében, ugyanis ha igaz a normalitás, akkor

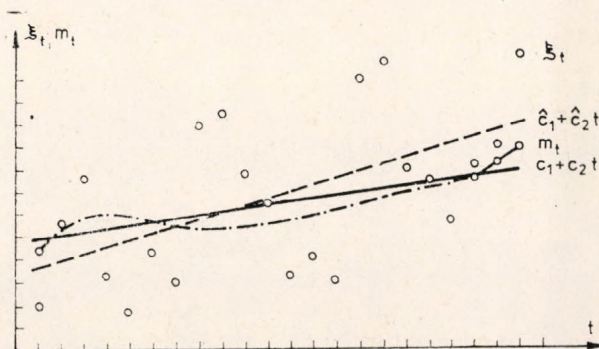
$$P\left(\frac{|\hat{c}_i - c_i|}{\sqrt{\varphi_{ii}^{-1} \hat{S}}} < x\right) \geq T_{n-L}(x) - T_{n-L}(-x)$$

iii, és, ha $c_i = 0$ ($i = 1, 2, \dots, L$), akkor

$$P\left(\frac{\frac{1}{L} \hat{c}^T \Phi \hat{c}}{\hat{S}^2} < x\right) \geq F_{L, n-L}(x)$$

ahol \hat{S} a „standard hiba”, $T_{n-L}(x)$ az $n-L$ szabadsági fokú Student-eloszlásfüggvény, $F_{L, n-L}(x)$ az $L, n-L$ paraméterű F-eloszlásfüggvény, és φ_{ii}^{-1} a Φ^{-1} diagonálisának i . eleme.

Megjegyzés: Az i, ii, relációknál egyenlőség akkor és csak akkor van, ha igaz a (2) azonosság. Összefoglalva, tehát a (3) becslés a trendfüggvény vetületének együtthatóvektorára vonatkozik, és ez esetben is alkalmazhatók a lineáris analitikus trendvizsgálatnál használt szokásos intervallumbecslések és próbák.



(1. ábra)

1. *Példa:* Legyen $c_1 + c_2 t$ ($t = 1, 2, \dots, n$) az $m(t)$ trendfüggvénynek az idő lineáris függvényeire vonatkozó vetülete. Ekkor a trendfüggvény „lineáris” növekedése vagy csökkenése a c_2 iránytangenssel jellemezhető, és pontbecslés illetve intervallumbecslés is adható rá a $\xi(t)$ idősor alapján (1. ábra).

3. *F-próba adott lineáris analitikus modell helyességének eldöntésére*

Az eddigiek szerint a lineáris analitikus trendvizsgálat módszerei az általános esetben ((1) modell) is alkalmazhatók, olyan értelemben, hogy a trendfüggvénynek az adott függvényrendszerre vonatkozó vetületét becsüljük. A trendfüggvénynek a vetülettel való jellemzése szempontjából azonban nem mindegy, hogy milyen mértékű az eltérésük. Tehát felmerül a kérdés, hogy hogyan ellenőrizhető a trendfüggvény és a vetület egybeesése, azaz hipotézisvizsgálati terminológiával megfogalmazva, milyen statisztikai próbával dönthetünk a

$$H_0: Jc, m(t) \equiv c^T \varphi(t) \quad t = 1, 2, \dots, n$$

null-hipotézis helyességéről. A továbbiakban feltételezzük a zaj normalitását ($\varepsilon(t) \in N(0, \sigma^2)$.)

Ez esetben a σ szórás ismeretében könnyen dönthetnénk, ugyanis ha igaz a null-hipotézis és $\varepsilon(t) \in N(0, \sigma^2)$, akkor a négyzetes hibára teljesül, hogy

$$\frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n (\xi(t) - \hat{c}^T \varphi(t))^2 \in \chi_{n-L}^2$$

ahol χ_{n-L}^2 az $n-L$ szabadsági fokú χ^2 -eloszlást jelöli. Tehát a probléma lényege, hogy a σ^2 -re olyan becslést kell adni, ami még téves null-hipotézis esetén is jó közelítése marad és statisztikailag jól összemérhető a négyzetes hibával.

Erre a célra a $\xi(t)$ idősor szomszédos elemeinek négyzetes eltéréseit, pontosabban ezek egy részét használjuk fel, ugyanis a vizsgálatoknál gyakran feltételezhető, hogy

$$|m(t) - m(t-1)| \ll \sigma \quad (4)$$

és ebből következően

$$\frac{1}{2} M((\xi(t) - \xi(t-1))^2) \approx \sigma^2.$$

A már említett meteorológiai idősorok esetében a (4) feltételezés elfogadható, mivel az egy év alatti klímaváltozás mértéke elhanyagolhatóan tekinthető a klíma változékonyságának mértékéhez képest.

Ezek után a próba alapjául szolgáló tétel.

Tétel.

Tegyük fel, hogy $\varepsilon(t) \in N(0, \sigma^2)$, $L < [n/2] = (n/2)$ egész része), és legyen

$$\begin{aligned} \delta(t) &= \xi(2t) - \xi(2t-1), & t &= 1, 2, \dots, [n/2] \\ \varphi^-(t) &= \varphi(2t) - \varphi(2t-1), \end{aligned}$$

valamint tételezzük fel, hogy a $\varphi_1^-(t), \dots, \varphi_L^-(t)$ ($t = 1, 2, \dots, [n/2]$) függvény-

rendszer lineárisan független elemeinek maximális száma: K ($0 \leq K \leq L$). Legyen továbbá a $\delta(t)$ idősortnak a $\varphi_1^-(t), \dots, \varphi_L^-(t)$ függvényrendszere vonatkozó vetülete:

$$\hat{c}_-^T \varphi^-(t) \quad t = 1, 2, \dots, [n/2]$$

Ez esetben, ha igaz a null-hipotézis, akkor a

$$PS = \frac{[n/2] - K}{(n-L) - ([n/2] - K)} \left(\frac{\sum_{t=1}^n (\xi(t) - \hat{c}^T \varphi(t))^2}{\frac{1}{2} \sum_{t=1}^{[n/2]} (\delta(t) - \hat{c}_-^T \varphi^-(t))^2} - 1 \right)$$

próbatasztika $(n-L) - ([n/2] - K)$, $[n/2] - K$ paraméterű F -eloszlást követ.

Megjegyzések a másodfajú hibával kapcsolatban

i, A PS próbatasztikára igaz, hogy

$$PS = S_1^2 / S_2^2$$

alakú, ahol S_1^2 és S_2^2 függetlenek, továbbá, ha elfogadható a (4) feltételezés, és $L \ll n$, akkor

$$M(S_1^2) \approx \sigma^2 + \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n (m(t) - c^T \varphi(t))^2,$$

illetve

$$M(S_2^2) \approx \sigma^2.$$

ii, A PS próbatasztikánál az

S_1^2 szabadsági foka: $sz_1 = (n-L) - ([n/2] - K)$

S_2^2 szabadsági foka: $sz_2 = [n/2] - K$

tehát $sz_1 \approx sz_2$, ha $L \ll n$ továbbá az eredeti $n-L$ szabadsági fokból nem veszítettünk, ugyanis $sz_1 + sz_2 = n-L$

Néhány speciális eset:

i, Ha $m(t) \equiv c$ ($t = 1, 2, \dots, n$), akkor a

$$PS = \frac{[n/2]}{n - [n/2] - 1} \left(\frac{\sum_{t=1}^n (\xi(t) - \bar{\xi})^2}{\frac{1}{2} \sum_{t=1}^{[n/2]} \delta^2(t)} - 1 \right)$$

próbatasztika $n - [n/2] - 1$, $[n/2]$ paraméterű F -eloszlást követ.

ii, Ha $m(t) \equiv c_1 + c_2 t$ ($t = 1, 2, \dots, n$) akkor a

$$PS = \frac{[n/2] - 1}{n - [n/2] - 1} \left(\frac{\sum_{t=1}^n (\xi(t) - (\hat{c}_1 + \hat{c}_2 t))^2}{\frac{1}{2} \sum_{t=1}^{[n/2]} (\delta(t) - \bar{\delta})^2} - 1 \right) \quad (5)$$

próbatasztika $n - [n/2] - 1$, $[n/2] - 1$ paraméterű F -eloszlást követ.

4. Meteorológiai példák

Végezetül néhány meteorológiai idősor vizsgálatának eredményeit mutatjuk be. A vizsgált sorok évi átlaghőmérsékleti sorok, három Magyarországról és három az USA Kentucky államából. Az elemzés két részből állt, egyrészt 0,9 megbízhatósági szintű konfidencia-intervallumokat adtunk a trendfüggvények „lineáris” változását jellemző c_2 iránytangensekre (lásd 1. Példa), másrészt az (5) F -próbával ellenőriztük, hogy elfogadható e az a null-hipotézis, hogy a trendfüggvények az idő lineáris függvényei az adott idősorokban. A konfidencia-intervallumokat és a PS próbatasztikákat a hozzájuk tartozó 0,9 szignifikancia szintű elfogadási tartományokkal az 1. táblázat tartalmazza. Látható, hogy a linearitásra vonatkozó null-hipotézis egyik sornál sem fogadható el 0,9 szignifikancia szinten.

1. TÁBLÁZAT

Évi átlaghőmérsékleti sorok lineáris változását jellemző iránytangensekre (c_2) vonatkozó 0,9. sz. szintű konfidencia-intervallumok, és a linearitás vizsgálatánál kapott próbatasztika (PS) értékek.
A próbatasztikákhoz tartozó 0,9. sz. szintű elfogadási határ: 1,5

	Konfidencia-int. (0,9. sz. sz.)	PS próba-statisztika
Budapest (1882 – 1987)	(0,07; 0,013)	1,751
Szeged (1882 – 1987)	(–0,014; –0,008)	2,123
Debrecen (1882 – 1987)	(–0,002; 0,004)	2,111
West Point (1900 – 1981)	(–0,001; 0,011)	2,29
David City (1900 – 1981)	(–0,004; 0,008)	2,129
Franklin (1900 – 1981)	(–0,016; –0,002)	3,337

IRODALOM

Móri, F. T. és Székely, J. G. 1986: *Többszörös statisztikai analízis*. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 93. évf. 2–3. szám. 1989. március–június
Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 93. No. 2–3 March–June 1989 Budapest

Az északi félgömb két-dimenziós éghajlati modellje

SZALAI SÁNDOR

Központi Meteorológiai Intézet
H-1525 Budapest, Pf. 38.

Kétdimenziós, vertikálisan integrált hidrodinamikai modellel kísérlet történt az Északi-félgömb éghajlatának leírására. A modellben külön vizsgáljuk az eltérő fizikai tulajdonságú felszíneket: a szárazföldet, az óceánokat, a tengeri és szárazföldi hó- és jégtakarót. Az óceán-légkör kölcsönhatást az óceán határrétegének hidrotermodinamikai egyenletrendszerével írtuk le, míg a többi esetben a felszín energiaegyensúlyi egyenlete határozza meg a felszín hőmérsékletét. A modell kielégítő eredményt adott az egyhónapos 500 mbar-os geopotenciál eloszlására.

*

Two-dimensional climate model of the Northern Hemisphere. It was made an attempt to describe the climate of Northern hemisphere by two-dimensional, vertically averaged hydrodynamical model. Surfaces with different physical properties such as continents, oceans, continental and sea ice are differently investigated. The sea-air interaction is described by the hydrodynamical equations of the boundary layer of the ocean, in other cases the temperature of surface is determined by the energy balance equation of surface. The model gives satisfactory result for one-month prediction.

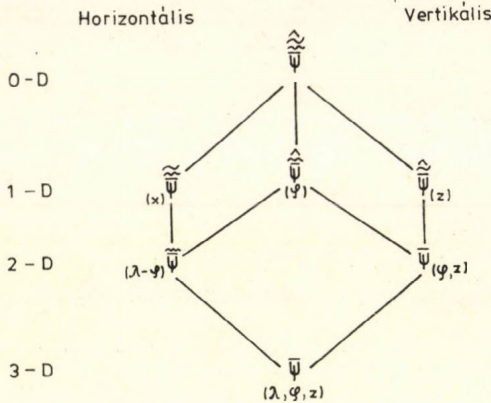
1. Bevezetés

Az éghajlat, mint az emberi környezet fontos eleme, már régóta vizsgálatok tárgya. A Föld népességének növekedése miatt egyre szélsőségesebb időjárású területek népesülnek be, ezért nő az ottlakók kiszolgáltatottsága a természettel szemben. A gazdasággal szemben támasztott követelmények is egyre nőnek, az optimális működés azonban csak a meteorológiai paraméterek viszonylag szűk intervallumában lehetséges, ezenkívül a teljesítmény csökken, szélsőséges esetben pedig anyagi károk keletkezhetnek, amelyek a befektetett tőkével arányosan emelkednek.

Mindezekon túl a fejlődő technikai színvonalnak egyre jelentősebb a hatása a természetre, így a klímára is. Ha e hatások negatív következményeit elkerülni, illetve csökkenteni szeretnénk, akkor meg kell őket ismernünk. Az egyik leghatékonyabb módszer – a vele kapcsolatos sok probléma ellenére is – az éghajlat modellezése, amely széles körű elterjedését csak a számítástechnika fejlődése tette lehetővé. A klímamodellezés az érdeklődés középpontjába az antropogén klímahatások fölfedezésével került. Az éghajlat megértése azért bonyolult feladat, mivel nagy szabadsági fokú rendszerekben végbemenő folyamatokról van szó. A fontos éghajlati faktorok meghatározása sokféleségük és bonyolult kölcsönhatásaik miatt nehéz. Különböző tényezők hatására sok,

különböző típusú klímamodell jött létre. Ilyen ok például a megvalósítandó cél, az adatbázis nagysága és a számítástechnikai kapacitás.

A klímamodellek osztályozása sokféle szempont szerint történhet. Egyik leggyakoribb módszer, amikor a fizikai kiterjedés, a dimenziószám szerint csoportosítunk. A modellben explicit módon nem szereplő irányok szerint a fizikai mennyiségeket átlagoljuk. Az 1. ábránkon azt mutatjuk be, milyen



1. ábra. A modellek dimenziójának és változói átlagolásának kapcsolata

átlagolások lehetségesek a különböző modelltípusok esetén. Részletesebben ezt a kérdést például *Saltzman* (1978), *Schneider és Dickinson* (1975), valamint *Monin* (1982) tárgyalja.

A nulladimenziós modellek az egész Föld energiaegyensúlyát írják le, ehhez a horizontálisan és vertikálisan átlagolt mennyiségek közti kapcsolatokat használják fel. A térbeli lahatárolás jelentősen csökkenti a leírható kölcsönhatások számát.

Az egydimenziós modellek két fő csoportra oszthatók, attól függően, hogy az egyetlen tengely iránya vertikális, ill. horizontális. A másik két irányban a modellben szereplő mennyiségek átlagoltak. A vertikális koordinátájú egydimenziós modelleket a bennük szereplő fizikai folyamatok alapján sugárzási, vagy sugárzási-konvektív modelleknek hívjuk. Ez a modell típus a sugárzási áramokat adja meg a magasság függvényében, illetve függőleges hőmérsékleti profilt számíthat a nettó sugárzási fluxusok és más energia-átalakulási és -átviteli folyamatok eredményeként.

A horizontális egydimenziós modellek koordinátatengelye döntő többségben É-D-i irányítottságú, a besugárzás zonális jellege miatt. Ez a modellcsoport két alcsoportra bontható:

1. Az energiaegyensúlyi modellek a felszín hőegyensúlyát írják le, egyszerűsített, parametrizált légköri dinamikával.

2. A zonálisan szimmetrikus dinamikus modellek a légkör dinamikáját határozzák meg adott vagy parametrizált hő- és momentumforrásokkal. Ezeket az egydimenziós modelleket össze lehet kapcsolni és kétdimenziósakká kiterjeszteni, illetve felszín-légkör modellekké bővíteni. A háromdimenziós modelleknek három koordinátatengelyük van. Bemenő adatként hőmérsékleti, nyomás- és sebesség- (vagy valamilyen belőlük lezármaztatott mennyiség) mezőt használnak fel.

A bemenő adatok a vizsgált időtartamtól és az alkalmazott időlépcsőtől függően időbeli átlagolást is tartalmazhatnak. Ennek mértéke a pillanatnyi állapottól az éves nagyságrendű átlagok alkalmazásáig terjedhet.

2. A modell leírása

Célunk az volt, hogy az északi félgömb éghajlati rendszerének nem túl nagy memóriaterületet lefoglaló hidrotermodinamikai modelljét felépítsük. A fentiek értelmében egy vertikálisan átlagolt, kétdimenziós modellt választottunk, amelyben a termotróp-közelítés fennáll. Ezen közelítés a következőt jelenti (*Thompson és Gates, 1956*):

$$T(x, y, p, t) = f(p)\bar{T}(x, y, t), \quad (1)$$

azaz a függőleges hőmérsékleti profil a felszín egy adott pontja felett egy változó függvénye, ez a változó pedig csak nyomásfüggő.

2.1. *A modell hidrodinamikai egyenletrendszere.* A modell munkaformuláit a szférikus koordináta-rendszerben p vertikális koordinátával felírt hidrotermodinamikai egyenletrendszerből kaptuk, a légkör aljától a tetejéig való integrálás után:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{v^2}{p_0} + \frac{\partial}{\partial \varphi} \frac{uv \cos \varphi}{p_0} \right) - fv - uv \frac{\operatorname{tg} \varphi}{ap_0} = \\ = - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial H_c p_0}{\partial \lambda} + g\tau_\lambda + k \nabla^2 v \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{uv}{p_0} + \frac{\partial}{\partial \varphi} \frac{v^2 \cos \varphi}{p_0} \right) + fv + \frac{v^2 \operatorname{tg} \varphi}{ap_0} = \\ = - \frac{1}{a} \frac{\partial H_c p_0}{\partial \varphi} + g\tau_\varphi + k \nabla^2 V \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = - \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right)$$

$$c_p \left\{ \frac{\partial T_c p_0}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (v T_c) + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v T_c \cos \varphi) \right] \right\} = \int_0^{p_0} \varepsilon dp$$

$$RT_c = H_c,$$

ahol a Föld sugara, u és v a vertikálisan integrált sebességkomponensek, ε a nemadiabatikus energiaforrások eredője, τ turbulens disszipáció, a többi jelölés megfelel a szokásosnak. c index egy olyan, az 500 mbar-hoz közeli szintet jelöl, amelyre érvényes (2) utolsó egyenlete (*Boriszenkov, 1960*), illetve ez a szint kielégíti az integrálással kapott (2) egyenletrendszert (*Charney et al., 1950.*).

τ parametrizációja:

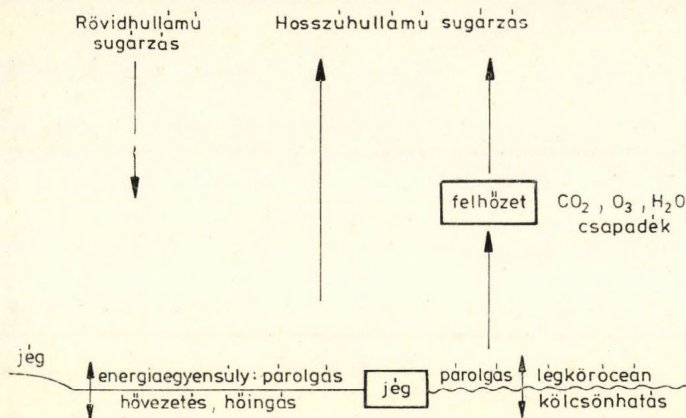
$$(\tau_\lambda, \tau_\varphi) = c_D \rho_0 (u, v) |\mathbf{v}_s|,$$

ahol c_D — ellenállási tényező,

(u, v) — a talajközeli szél horizontális komponensei,

(\mathbf{v}_s) — a talajközeli szél abszolútértéke

2.2. A nemadiabatikus energiaforrások parametrizációi. A modellben figyelembevett hatásokat a 2. ábránkban mutatjuk be. Itt jegyezzük meg, hogy



2. ábra. A modell csatolt részeinek szerkezete

az óceán hatását az egy hónapnál rövidebb számítások során el lehet hanyagolni, csak az egy hónapnál hosszabb integrálások során kell vizsgálni. Mivel a szárazföld, az óceánok, a tengeri és szárazföldi hó- és jégtakaró eltérő módon viselkedik, ezért külön-külön fogjuk őket kezelni.

2.2.1. A szárazföld felszínének energiaegyensúlya. A szárazföld felszíni hőmérsékletét ezen felszín energiaegyensúlyi egyenletéből határoztuk meg, amelyet a következő formában használtunk (Boriszenkov és Kondratyev, 1981.):

$$(1 - A)Q - E_{\text{eff}} - LE_n - P - B = 0 \quad (3)$$

ahol az egyes tagok rendre: a talaj által elnyelt napsugárzás, a felszín hosszuhullámú kisugárzása, a latens hőáram, a turbulens hőáram és a talajba menő hőáram.

Az egyenletben szereplő tagokat az alábbiak szerint közelítettük:

a) A felszínre érkező rövidhullámú sugárzást empirikus formulával állapítottuk meg, Rakipova (1957) nyomán, a légkör H_2O , CO_2 és O_3 koncentrációját figyelembe véve. Ismert adatként kezeltük a gázok effektív tömegeit, a felszín albedóját és a felhőzetet.

b) A felszín effektív kisugárzását a Brunt-formula alapján határoztuk meg, amelyet a felhőzet módosító hatásával korrigáltunk.

c) A turbulens hőáramot az alábbi formula fejezi ki:

$$P = \rho_0 c_p c_D (T_g - T_0) |\mathbf{v}_s|, \quad (4)$$

ahol ρ_0 a felszínközeli levegő sűrűsége,
 c az állandó nyomáson vett fajhő.

d) A latens hőáram számítási formulája a következő:

$$E_n = \rho_0 c_{DW} [q_s(T_g) - q(T_0)] |\mathbf{v}_s| \quad (5)$$

ahol c_{DW} - a párolgási koefficiens,
 $q_s(T_g)$ - a felszíni hőmérsékletre tartozó telítési specifikus nedvesség,
 $q(T_0)$ - a felszínközeli légréteg specifikus nedvessége.

A talajnedvességet külön nem vizsgáltuk. Fagyponthoz alatti, de hóval nem borított felszíneken a párolgás értékét zérusnak tekintettük.

e) A talajba menő hőáram meghatározásához a talajban egy ismert mélységű, állandó hőmérsékletű szintet állapítottunk meg. Így a hőáram a felszín hőmérséklete és az állandó talajhőmérséklet közti különbséggel arányos.

2.2.2. *A hó- és jégtaóaró.* A hóhatárt a klimatikus értékek megfelelően rögzítettük. Így feltételeztük, hogy ahol a felszín hóval borított, ott az is marad. Ez egyben azt is jelenti, hogy az ilyen felszín hőmérséklete nem emelkedhet a fagyponthoz fölé. A (3) egyenletet használtuk fel itt is. Szárazföldi hófelszínen a talajba menő hőáram és a párolgás zérus. Tengeri jég esetén számítjuk a vízből a jégen keresztül a légkörbe menő hőáramot:

$$B_{\text{jég}} = k \cdot I^{-1}(T_g - T_w), \quad (6)$$

ahol k a jég hővezető képessége,

I a jég vastagsága,

T_w a víz hőmérséklete a jég alatt ($T_w = 271,2^\circ\text{K}$)

2.2.3. *Az óceán-légkör kölcsönhatás.* Az óceán-légkör kölcsönhatást az óceán aktív rétegének kétszintű modelljével írtuk le. A turbulens folyadék termodinamikai egyenleteit az óceán határrétegére alkalmazva, állandó sótartalmat feltételezve:

$$u = \frac{\alpha}{\rho f h} (\tau_\varphi + \tau_\lambda)$$

$$v = -\frac{\alpha}{\rho f h} (\tau_\varphi + \tau_\lambda)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{h} \left[\Delta T \frac{A}{C} - (P_0 - P_h) \right]$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{A}{C}, \quad (7)$$

ahol a mennyiségek mind az óceánra vonatkoznak, valamint

$\tau_\varphi, \tau_\lambda$ a vízfelszíni nyírás,

P_0 a vízbe menő turbulens hőáram, értékét (3)-ból kapjuk,

P_h turbulens hőáram a kvázihomogén réteg és a termoklin határán,

T, h a kvázihomogén réteg hőmérséklete és vastagsága,

$$A = \frac{\alpha(\tau_\varphi^2 + \tau_\lambda^2)}{\rho^2 f h} - \frac{gh\beta}{2} (P_0 + P_h) - eu_*^3,$$

$$B = \frac{gh\beta}{2} \Delta T,$$

u_* a dinamikus sebesség,

$$\beta = 2 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}, \quad \alpha = 2.$$

Amint látható, (7) első két egyenlete a mozgásegyenletek, amelyekben az advekción és a horizontális diffúziós tagokat fizikai megfontolások miatt elhanyagoltuk (*Kalackij*, 1978.), a harmadik egyenlet a termodinamika első

fő tétele, a negyedik a turbulens energia egyensúlyi egyenlete, amelyben szerepel a felszíni szélnyírás, az archimedesi felhajtóerő, a turbulens energia diffúziója és disszipációja.

Ez az egyenletrendszer megoldható, ha felvesszük u , v , és T vertikális profiljait, azaz a kvázihomogén rétegben állandónak, a termoklinban pedig negatív kitevőjű exponenciális függvény szerint változóknak tételezve fel őket. A (7) egyenletrendszer megoldása szolgáltatja számunkra a kvázihomogén réteg vastagságát és hőmérsékletét.

2.2.4. *A légkör nemadiabatikus energiaforgalma.* A fenti három alponthban ismertettük a különböző fizikai tulajdonságú felszínnek hőmérsékletének meghatározási módjait. Így a továbbiakban ezeket a mennyiségeket ismertnek tételezzük fel, hiszen a modell bemenő adataiból – amelyek vagy külső paraméterek, vagy adott, általában klimatikus mennyiségek –, ki tudjuk számítani őket.

Ezek után megállapítottuk az egységnyi alapterületű légoszlop nemadiabatikus energiaforrásait és nyelőit:

$$\varepsilon = (1 - A_s)S - (1 - A)Q + E_{\text{eff}} - E_r + P + Lr \quad (8)$$

ahol az egyes tagok rendre: a légkörbe belépő napsugárzás, a földszín által elnyelt napsugárzás, a földfelszín effektív kisugárzása, a föld-légkör rendszer effektív kisugárzása a világűrbe, a felszíntől a légkörbe a turbulens hőáram és a légköri kondenzáció.

Az eddig nem tárgyalt folyamatok paraméterezése: *a)* A légkörbe jutó napsugárzást a Föld rendszeralbedója és a napmagasság segítségével határoztuk meg. *b)* A föld-légkör rendszer effektív kisugárzása *Boriszenkov* (1967) eredményei alapján leírható a Stefan-Boltzmann törvénnyel, ha a hőmérséklet helyett egy ún. effektív hőmérsékletet helyettesítünk, amely figyelembe veszi a légkör politropiáját. *c)* A kondenzációt a határréteg felső részén jól közelíthető vertikális sebesség (*Orlenko*, 1979) segítségével fejeztük ki.

A parametrizációk elvégzése után a (2), (8) rendszer zárttá válik, s így megoldhatóvá a benne szereplő mennyiségekre az adott szinteken.

3. A modell számítástechnikai megvalósítása

A modellt véges-differenciás módszerrel, rácshálózaton integráltuk. A realizációhoz a sokféle lehetőség közül az alábbi módszereket választottuk:

a) Legegyszerűbb módszer egy egy lépéses, explicit, kétszintes séma, az Euler-módszer. Röviden így jelölhetjük (*Mesinger* és *Arakawa*, 1976.):

$$\psi^{(n+1)} = \psi^{(n)} + \Delta t f^{(n)}, \quad (9)$$

ahol a kitevőben levő, gömbölyű zárójelbe írt szám az időlépcső sorszáma, ψ lehet U , V , T , valamint

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = f(\psi, t), \quad \psi = \psi(t, \dots)$$

b) Következő módszernek egy explicit, kétszintes, iteratív sémát választottunk, a *Matsuno*-módszert, amely az alábbi formájú:

$$\begin{aligned} \psi^{(n+1)*} &= \psi^{(n)} + \Delta t f^{(n)} \\ \psi^{(n+1)} &= \psi^{(n+1)*} + \Delta t f^{(n+1)*}, \end{aligned}$$

ahol

$$f^{(n+1)*} = f(\psi^{(n+1)*}, (n+1) \Delta t).$$

c) A harmadik, általunk alkalmazott módszer egy soklépcsés séma, Arakawa-Mintz modelljéből (Gates et al., 1971.).

Az egyenletek nemevolúciós tagjait három részre osztottuk: a paraméterezett, külső folyamatok által meghatározott (nyelő, forrás típusú) tagokra, illetve a modellezett folyamatokhoz közvetlenül kapcsolódó tagokra, amelyeken belül megkülönböztettük a nemlineáris (advektív) és a lineáris tagokat. Így a (2) evolúciós egyenleteinek általános alakja:

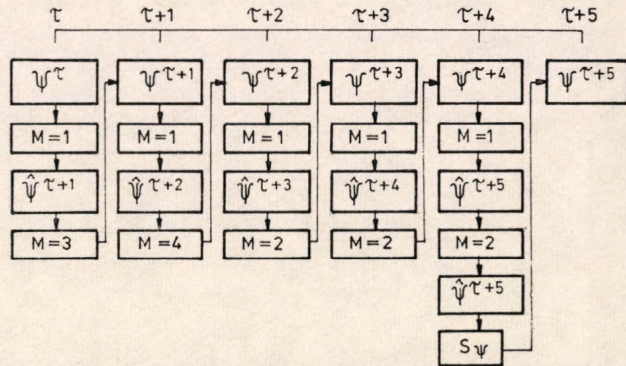
$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = A + D + S,$$

ahol S disszipációs tag a mozgásegyenletekben, nemadiabatikus forrás a termodinamikai egyenletben,

A advektív tagok,

D a modellezett folyamatokhoz közvetlenül kapcsolódó lineáris tagok.

Egy időlépcsőt 5 lépésre bontottunk fel, amelyek közül az első 4 lépés két állt, az 5. háromból. Minden lépés első részében az A típusú tagokat fél, a D típusú tagokat egység lépésnyi időtartamra integráltuk. A lépések második felében a paraméterezett (S típusú) tagok kivételével egy teljes lépésnyi időintervallumra vonatkozó integrálást hajtottunk végre. Az 1–4. lépések között különbség a térbeli, horizontális deriváltak számításában volt. Végül az 5. lépés végén egy, a „forrás-nyelő” típusú tagokra végrehajtott integrálás fejezi be a ciklust.



3. ábra. Az Arakawa-Mintz kétszintes általános légkörzési modellben alkalmazott numerikus módszer blokk-sémája (Gates et al., 1971)

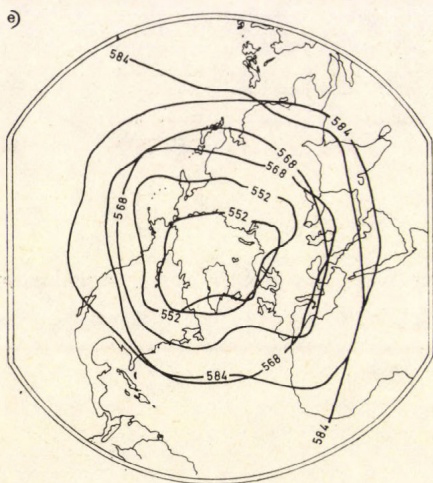
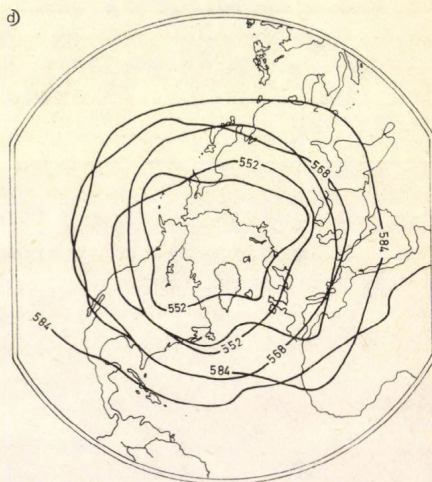
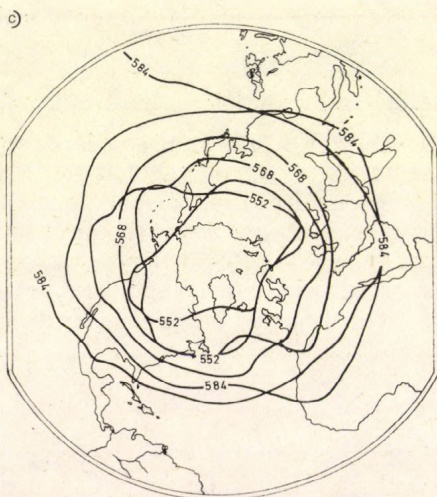
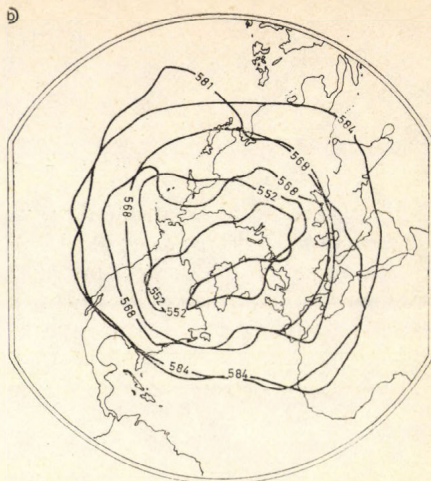
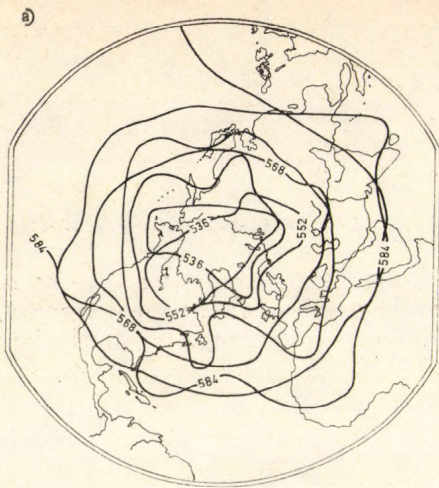
A séma blokkdiagramja a 3. ábrán látható, a megfelelő részintegrálások egyenletei az alábbiak:

$$\hat{\psi}^{\tau+1} = \psi^{\tau} + \frac{\Delta t}{2} A^{\tau} + \Delta t \bar{D}^{\tau}$$

$$\psi^{\tau+n} = \psi^{\tau+(n-1)} + \Delta t \hat{D}^{\tau+(n-1)} \quad n = 1, 2, 3, 4$$

$$\psi^{\tau+5} = \tilde{\psi}^{\tau+5} + 5 \Delta t \hat{S}^{\tau+5}$$

Mindhárom séma explicit, de különbözőképpen írják le a hullámok terjedését. Eltérőek a maximális időlépcsők is, amelyek alkalmazása esetén még stabil



4. ábra. Előrejelzés három napra előre (a), átlagolt időszakokra Euler-módszerrel (b), Matsuno-módszerrel (c), Arakawa-Mintz módszerével (d), Arakawa-Mintz módszerrel, a sarkok felé Kurihara rácsálózatát alkalmazva (e)

eredményt adnak. Legnagyobb időlépcsőt az Arakawa-Mintz sémánál lehetett alkalmazni, legkisebbet az Euler-módszernél. Az összehasonlíthatóság kedvéért ezért az összes esetben egységes időlépcsőt használtunk, 10 perccet.

3.1. *A modell peremfeltételei.* A póluson a megfelelő meteorológiai mennyiségek értékeit nem az egyenletekből számítottuk, hanem a 85° szélességen levő megfelelő mennyiségek aritmetikai közepével becsüljük. Minderre azért van szükség, mivel a pólus felé a rácsávolság csökken, ami az explicit módszerek esetén instabilitást okozhat. Másik kézenfekvő megoldás a rácsponatok különböző módon történő ritkítása, amelyet részletesen *Kurihara* (1965) tárgyal és ezek közül egy módszert mi is felhasználtunk.

Az Egyenlítőn áthatolhatatlan falat tételeztünk fel, azaz a különböző mennyiségek gradiensei nullává válnak. Meg kell jegyezni, hogy valószínűleg realisabb képet kaptunk volna, ha a két félgömb kölcsönhatását klimatikus értékkel vettük volna figyelembe.

4. Eredmények

A modell felépítése során bevezetett egyszerűsítések és az adottnak feltételezett (tehát nem számítás során nyert) meteorológiai mennyiségek, amelyek havi átlagok, azt sugallják, hogy a modell csak hosszabb időszak átlagaira adhat jó eredményt, rövidebb időszak pontosabb jellemzésére nem alkalmas.

Ezt bizonyítandó, elvégeztünk egy 72 órás előrejelzést (1984.04.03. – 1984.04.05.). Az 5-i eredményt a $4/a$ ábra mutattja. Az ábrán látszik, hogy a számított izohipszák sokkal jobban tükrözik az övezetes jelleget, simábbak a valóságosnál, amiben valószínűleg az általunk alkalmazott simítás is nagy szerepet játszik a fentiekén kívül. Az Egyenlítő és az Északi-sarok közelében a peremfeltételek hatása tompítja a hullámok létrejöttét.

A feladat paraméterezésének és bemenő adatainak megfelelő időléptékű számítások láthatók a $4/b - 4/e$ ábrákon, amelyeken a 3. fejezetben ismertetett numerikus módszerek alkalmazásával nyert modelleredményeket ismertetjük. Mint már említettük, egységesen 10 perces időlépcsőt használtunk az egyenletek integrálása során. Ezt a viszonylag alacsony értéket az Euler-módszer miatt választottuk. Az ábrák azt mutatják, hogy a modell mindhárom sémával kielégítően adja vissza az 500 mbar-os izohipszák elhelyezkedését és értéküket. Leginkább eltér a valóságtól (1984. áprilisban) a $4/b$ ábrán látható Euler-módszerrel kapott eredmény. Ez elsősorban azzal magyarázható, hogy ezen módszer különbözőképpen erősíti a különböző hosszúságú hullámokat, és így a mozgások spektruma a magasabb frekvenciák felé tolódik el. (Ezért is kellett egyebek között kis időlépcsőt választani, hogy ez a változás ne legyen túl jelentős.)

A Matsuno-módszer jobban közelíti a valóságban kialakult helyzetet. Ebben szerepet játszik az, hogy alkalmazása csökkenti a nagyfrekvenciás zajokat, és a kisfrekvenciákat kevésbé szűri. A $4/c$ ábra alapján azt mondhatjuk, hogy nagyobb hibák csak az Északi-sarok és az Egyenlítő környékén alakultak ki. Az Egyenlítő környékén előforduló hibáról, illetve javítási lehetőségéről a 3. részben már volt szó. Az Északi-sarkon adott peremfeltétel hibája a $4/d$ és $4/e$ ábra összehasonlításából látható. Az itt alkalmazott Arakawa-Mintz-séma ugyanis az eredeti modellben a sarkok táján is jó eredményt mutatott, és a különböző térbeli skálájú mozgásokat is hűen adta vissza, így elvárható ez tőle ezen modell esetében is. A $4/d$ ábráról ezért az olvasható le, hogy ezen modell esetében ilyen séma alkalmazásával a megadott peremfeltétel nem megfelelő. Miután

ezt kicseréltük egy Kurihara-féle rácsípussal, az eredmény jelentősen javult, az Egyenlítő környéke kivételével. Itt változást valószínű, hogy vagy a modell globális terjesztése, vagy új peremfeltétel bevezetése ad (lásd 3. pont). Látható valamennyi ábrán, hogy az izohipszák lefutásán javítanunk kell. A nem megfelelő hullámforma kialakulásában jelentős szerepet játszhat az orográfia elhanyagolása és az óceán-légkör kölcsönhatást leíró blokk csatolása a modellhez.

Végezetül megállapíthatjuk, hogy a modell eredményei biztatóak, bár egy kísérletsorozatból messzemenő következtetéseket nem szabad levonni. A továbbiakban Arakawa-Mintz-sémával és Kurihara-féle rácsból fogunk további kísérleteket végezni általánosítható tulajdonságok megismerése céljából.

IRODALOM

- Boriszenkov, Je. P.*, 1960.: Voproszŭ energetyikliatmoszféri. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Boriszenkov, Je. P.*, 1967: O resenyii nykotorih obratnih zadacs szputnyikovej metyeorologii. *Metyeorologija i gidrologija*, No 3.
- Boriszenkov, Je. P., Kondratyev, K. Ja.*, 1981: *Klimat planet*. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Charney, J. G. Fjortoft, R. and Neumann, J.*, 1950: Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equations. *Tellus*, Vol. 12.
- Gates, W. L., Batten, E. S., Kahle, A. B., Nelson, A. B.*, 1971: A Documentation of the Arakawa-Mintz Two-level Atmospheric General Circulation Model. R-877-ARPA.
- Kalackij, V. I.*, 1978: Modelirovanyije vertikalnoj termiceszkoj sztrukturi gyejatyalnogo szloja okeana. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Kurihara, Y.*, 1965: Numerical integration of the primitive equations on a spherical grid. *Mon. Wea. Rev.* p. 399-415.
- Mesinger, F., Arakawa, A.* 1976: Numerical Models Used in Atmospheric Models. *Garp Publ. Ser.* 16.
- Monin, A. Sz.*, 1982: Vvedenyije v teoriju klimata. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Orlenko, L. R.*, 1979: Sztroenyije planetarnogo pogranyicnogo szloja atmoszféri. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Rakipova, L. R.*, 1957: Tyeplovoj rezsim atmoszféri. *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Saltzman, B.*, 1978: A survey of statistical-dynamical models of the terrestrial climate. In: *Advances in Geophysics*, Vol. 20., Academic Press.
- Schneider, S. H., Dickinson, R. E.*, 1975: Climate modelling methodology. In: *The physical basis of climate and climate modelling*. *Garp Publ. Ser.*
- Thompson, P. D., Gates, W. L.*, 1956: A test of numerical prediction methods based on the barotropic and two-parameter baroclinic models. *J. Met.*, Vol. 13

ANTAL, E. and GLANTZ, M. H. (Editors): **Identifying and Coping with Extreme Meteorological Events** (*Szélsőséges meteorológiai események azonosítása és hatásainak kivédése*). Hungarian Meteorological Service, Budapest, 1988. 376 oldal, 15 tanulmány számos ábrával, táblázattal és irodalmi hivatkozással.

A meteorológus társadalom egyre fokozódó érdeklődéssel és egyben aggodalommal kezdett felfigyelni arra a mind nyilvánvalóbb tényre, hogy évszázadunk második felének beköszöntésével Földünk különböző részein gyakoribbakká váltak a szélsőséges időjárási események. A Szahel-övezetet régebben is sújtották szárazságok, az indiai nyári monszun korábban is járt pusztító áradásokkal, az északi mérsékelt szélességek fő gabonatermelő vidékeinek hozamait máskor is megtizedelték aszályok – az ilyen sok kárt és nélkülözést okozó, sőt gyakran emberéletet is követelő extrém meteorológiai időszakok azonban az utóbbi évtizedekben bizonyíthatóan sűrűbben jelentkeznek. Az első jelei lennének ezek annak az antropogén eredetű globális klímamódosulásnak, amelynek veszélye ugyancsak az elmúlt negyed század során tudatosult? A havi és évszakai klímaanomáliák előrejelzése, az emberi tevékenység nyomán várható évtizedes időskálájú éghajlatváltozás mértékének és regionális sajátosságainak felmérése, valamint a társadalom-klíma kapcsolat sokoldalú elemzése iránti igény vezetett el 1979-ben az *Éghajlati Világprogram* kidolgozásához; e vállalkozás a WMO, az ICSU és a UNEP égisze alatt nemzetközi összefogással szorgalmazza a választadást az emberiség egészének jövőbeli jólétét érintő kérdésekre.

Az Éghajlati Világprogramban az éghajlati adatbázis megteremtésén és az arra alapozó elméleti kutatások elvégzésén kívül még két feladat szerepel: a klímahatások elemzése, továbbá az a probléma, hogy miként lehet a bővülő szakmai ismereteket a gazdasági és társadalmi szférában közvetlenül kamatoztatni. Ez utóbbi két feladat jelentőségét érezték át hazánkban az Országos Meteorológiai Szolgálat, az Egyesült Államokban pedig az ottani egyik legnevesebb kutatóintézet, a National Center for Atmospheric Research (NCAR, Boulder, Colorado) vezetői, amikor megállapodtak abban, hogy a két intézmény egymással együttműködve vonja vizsgálat alá az időjárás szélsőséges eseményeit. Célul tűzték ki a légköri folyamatok és az emberi tevékenység közötti kölcsönhatások alaposabb megértését, annak reményében, hogy ez a tudás hozzájárul majd a mindkét nemzetet egyaránt sújtó extrém meteorológiai események elleni küzdelemhez: az aszályokra, árvizekre, kemény telekre, kora őszi és késő tavaszi fagyokra történő felkészülésnek és az ellenük való védekezésnek olyan módozatai dolgozhatók ki, amelyekkel a veszteségek minimalizálhatók. A közös kutatásban az OMSZ Központi Meteorológiai Intézetének, illetve az NCAR környezeti és társadalmi hatásokat elemző csoportjának (Environmental and Societal Impacts Group) munkatársai kapcsolódtak be; vizsgálati eredményeik első gyűjteményes összefoglalása az *Antal Emánuel és Michael H. Glantz* által szerkesztett kötet, amelyben a minnesotai és a nebraskai állami egyetem, valamint a NASA Goddard Space Flight Center néhány kutatójának a témába vágó munkája is helyet kapott.

A könyv hét témakörbe csoportosítva 15 tanulmányt tartalmaz. Az első témakör a probléma *fogalmi és módszertani háttérét* vázolja fel. *Antal, Faragó* és *Glantz* dolgozata definiálja az extrém időjárási és éghajlati események fogalmát, és felvázolja a vizsgálatukhoz alkalmazható eljárásokat. *Katz* cikke részletesen leírja, hogy milyen módszerekkel lehet elkészíteni a szélsőséges meteorológiai jelenségek statisztikáit, és azokat miként lehet döntés-előkészítésekhez felhasználni. *Glantz* bemutatja, hogy Észak-Amerikában a társadalom hogyan képes reagálni egy a jövőben várható, illetve miként reagált a múltban bekövetkezett, szélsőségesnek ítéltető eseményre; a jövőt az antropogén klímamelegedés, a múltat pedig a floridai déligyümölcsösöket ért néhány fagykáreset példázza.

Mivel az együttműködés során a két nemzet kutatói számos módszert, indexet és klíma-karakterisztikát alkalmaznak, az *éghajlat összehasonlítások* témakörét *Ambrózy* a Nagyalföld és az Egyesült Államok hasonló földrajzi tájegységeinek összevetésével világítja meg. Megállapítása szerint első közelítésként Nebraska állam keleti részének klímája az, amely a Nagyalföldéhez hasonlítható.

Az *aszályindexek* témájában *Faragó, Kozma Erzsébet* és *Nemes* kiváló áttekintést nyújt az aszályok számszerűsítésének bonyolult kérdéséről. Ismeretes ugyanis, hogy sem a meteorológiai

aszálynak, sem a mezőgazdasági és hidrológiai aszályoknak nincs pontos definíciójuk. Fejtegetésüket szervesen egészíti ki *Skaggs* tanulmánya, amelyben a szerző az USA középső északi államainak aszályait elemzi.

Az aszályok hatásával és ezek kivédésével öt dolgozat is foglalkozik. *Varga-Haszonits* és *Harnos* a kérdést a búza és a kukorica terméshozamainak szemszögéből közelíti. *Dunay*, *Faragó* és *Nemes* az aszályos 1983–86-os évek áttekintése nyomán arra a következtetésre jut, hogy hazánkban az éghajlat változékonyságának természetét jobban figyelembe kellene venni a mezőgazdasági tervezés folyamatában. *Antal* gazdag információs anyagra épülő tanulmányában elvégzi a Kárpát-medence aszályhajlamának és a mezőgazdaság öntözővíz szükségletének összehasonlító vizsgálatát. Táblázatai a rövid és középtávú öntözési tervekhez, valamint a hosszú távú tervezéshez egyaránt alapot adnak. *Tucker*, *Choudhury* és *Golius* a szélsőséges vegetációs anomáliák műholdas nyomonkövetelésének lehetőségét, *Wilhite* és *Hubbard* pedig a közel valós idejű időjárás adatoknak az aszály során hozandó döntésekben játszott szerepét taglalja.

A téli energiaigény témakörét *Ambrózy* és *Faragó* cikke érinti. Hazánkban az enyhe telek húszéves sorozatát 1984–85-től három egymást követő, igen hideg időszakokat is magukba foglaló tél követte. A szerzők elsősorban e három tél analiziséből vonnak le következtetéseket az energia-gazdálkodás meteorológiai aspektusaira vonatkozóan. A *fagykárók* kérdésével is foglalkozik egy tanulmány: *Csapó* és *Kozma Ferenc* a szőlőtermesztést vizsgálja, és megállapítja, hogy hazánkban – amely teljes egészében a természetesség északi határán fekszik – a téli fagyok az optimálisan szüretelhető mennyiségnek átlagosan a 15–20%-át pusztítják el.

A kötet záró témaköre az éghajlati információk felhasználása. *Neild*, *Hubbard* és *Wilhite* két tanulmányban ismerteti a Nebraska államban e téren követett gyakorlatot. Ennek az államnak fő tevékenysége a mezőgazdaság, és azt a szakemberek bőséges agrometeorológiai tájékoztatással segítik, továbbá egy interdiszciplináris tanácsadói csoport is a termelők rendelkezésére áll. Agrometeorológiai információs programot Központi Meteorológiai Intézetünk is működtet; ennek rövid ismertetése is helyet érdemelt volna a könyvben.

Összességében egy kivételesen gazdag tartalmú művet vesz kezébe az olvasó. A tanulmányokban számos olyan koncepció és módszertani eljárás ismertetése szerepel, amely haszonnal adaptálható más szakterületeken is. A könyv legfőbb értéke azonban az, hogy a meteorológiai kutatások közvetlen gyakorlati alkalmazhatóságáról nyújt tanúbizonyosságot. Joggal remélik a mű szerkesztői, hogy ezzel a munkával olyan információ kerül a döntéshozók birtokába, amely hozzájárul a nemzetgazdaság eredményességéhez és a társadalmi jólét fokozásához mindazokban az országokban, ahol szembe kell nézni a szélsőséges időjárás káros következményeivel.

Götz Gusztáv

DÉVÉNYI DEZSŐ és GULYÁS OTTÓ: Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. Tankönyvkiadó, Budapest, 1988. 443 (A/5) oldal. Ára: 49. — Ft.

A léghő jelenségeit gyakran tekintjük olyan eseményeknek, amelyek a lejátszódását a számitásba vehető körülmények nem határozzák meg egyértelműen, tehát a törvényszerűségek felkutatására a *valószínűségelmélet* módszereihez kell folyamodnunk. Az éghajlat olyan meteorológiai fogalom, amelyet a léghő állapotjelzők valószínűség-eloszlásával jellemzünk, tehát egy adott hely éghajlatának leírása *matematikai statisztikai* feladat. Végül az elmúlt évtizedek kutatásai felfedték, hogy már a viszonylag egyszerű nemlineáris dinamikai rendszerekben is kialakulhatnak olyan véletlenszerű mozgásformák, amelyek a determinisztikus kormányzó egyenletek sztochasztikusan viselkedő megoldásaiként értelmezhetők, tehát leírásukhoz a *sztochasztikus folyamatok elméletét* kell alkalmaznunk. Ez a három tény önmagáért beszél; szükségtelenné teszi, hogy e sorok írója jelzőket keressen, amikor a statisztikus módszereket a meteorológiai kutatásokban elfoglalt jelentőségét méltatni kívánja. És éppen ezért meglepő, hogy a könyvírás igényességével megalkotott első magyar nyelvű munka megjelenésére csak a múlt évben került sor. Tehát már pusztán azt a körülményt örvendetesnek kell mondanunk, hogy ott lehet a polcunkon egy *meteorológusoknak* írt magyar tankönyv, arról pedig, hogy *gazdag tartalmú* könyvet olvashatunk, a fejezetek témáinak rövid áttekintése is meggyőző képet fest.

A három részre tagolt munka a *valószínűségszámítás* módszereinek bemutatásával kezdődik. Az alapok felvázolását követően külön fejezet foglalkozik a véges számú eseményből álló eseményterek vizsgálatával, és külön fejezetben történik meg a valószínűség fogalmának a diszkrét eseménytérrel a folytonos esetre való általánosítása. Meteorológiai feladatokban gyakran jelentkezik több léghő állapotjelző együttes vizsgálatának az igénye – az erre alkalmazható matematikai apparátust a valószínűségi vektorváltozókkal foglalkozó fejezet írja le.

A könyv második része a valószínűségszámítási módszerekre alapozó *matematikai statisztika*, amelynek talán a legfontosabb ága a klimatológiában és a távprognosztikában egyaránt nélkülözhetetlen becsélmélet. Az éghajlatkutatásban használható paraméterbecslési módszerek, valamint a hosszabbtávú előrejelzések készítésénél széles körben alkalmazható becslési eljárások leírása

után a könyv a hipotézisvizsgálattal és a szélsőséges értékek statisztikájával foglalkozik, bemutatja a cluster-elemzés módszereit, majd a természetes ortogonális sorfejtésről ad rövid képet.

Amíg a könyv első két részének követése nem tételez fel többet a matematikai analízis és a lineáris algebra elemeinek ismereténél, a *sztochasztikus folyamatok elméletét* leíró harmadik részre a valós függvénytan „néhány nehezebb témakörének ismerete” is szükséges — vallják az előszóban maguk a szerzők. Kárpótlásul viszont olyan tudás birtokába jut az olvasó, amely — művelje akár a légkörfizika vagy a levegőkémia valamelyik ágát, vagy foglalkozzék a légkör kisfrekvenciás viselkedésével — ma már nélkülözhetetlen a szakirodalom elmélyültebb követéséhez. Ez a 120 oldalnyi anyag tartalmazza a sztochasztikus folyamatok elméletének alapjait, az ilyen típusú folyamatokra alkalmazható becsléseket és próbákat, és a stacionárius sztochasztikus folyamatok spektrális analízisének fontos, ám nem könnyű kérdéseit. Mindezek a módszerek a meteorológus számára akkor válnak igazán érdekessé, amikor megtanulja, hogy a sztochasztikus folyamatok fogalmát és leírását hogyan lehet egynél nagyobb dimenziójú paraméterterekre kiterjeszteni. A harmadik részt a véletlen események numerikus modellezésére szolgáló Monte-Carlo módszerek ismertetése zárja.

A könyvet hasznos táblázatok gyűjteménye, valamint gondosan összeállított név- és tárgymutató egészíti ki. Okvetlenül említést érdemlő erénye a könyvnek a jó áttekintést biztosító tördelés, az olvasmányos stílus, továbbá (és elsősorban), hogy minden fejezethez példák csatlakoznak, amelyek helyes megoldásait a könyv végén találja meg az olvasó.

Hogy e könyv viszonylagos tartalmi teljessége ellenére kiben milyen hiányérzetet kelt, azt természetesen elsősorban az illető érdeklődési köre, szakmai beállítottsága szabja meg, — tehát kétségtelenül szubjektív kérdés. Jelen sorok írója szívesen olvasott volna például faktoranalízisről a 268. oldalon szereplő egymondatos megjegyzésnél bővebben. Ismeretes az a figyelem, amely napjainkban az éghajlati rendszeren belül fellépő távkapcsolatok tanulmányozását világszerte követi; e kérdés vizsgálatának az egyik hatékony eszköze a könyvben ugyancsak mellőzött kanonikus korrelációelemzés. Végül e recenzio írója szerint bővebb kifejtést érdemelt volna az a technika, amely a természetes ortogonális függvényekre épül, és amely a többi között a perzisztens légköri anomáliák értelmezésével kapcsolatban vált napjainkban ismét igen kedvelté.

Aki azonban a szerzőpáros könyvét figyelmesen tanulmányozza, a matematikai statisztikában végül is olyan *biztos alapot* szerezhet, hogy a számára érdekes speciális többletismeretek elsajátítása komoly gondot már nem jelent. A műnek, mint *egyetemi tankönyvnek* is, az értéke elsősorban ebben a lényeges tényben rejlik. A könyvet melegen ajánljuk mindazoknak az asztalára, akik a légkör viselkedéséről a kor színvonalának megfelelő képet kívánják magukban kialakítani.

Götz Gusztáv

TÁNCZER TIBOR: Műholdmeteorológia. Akadémiai Kiadó. Budapest 1988. 143. ábra, 31 táblázat. Ára: 89 Ft.

Nagy várakozás előzte meg *Tánczer Tibor* Műholdmeteorológiáját. Tudtuk ugyanis, hogy a könyv Szerzőjének egyetemi előadásai, kutató és ismeretterjesztő munkássága monográfia megírására értek meg.

Tudtuk azt is, hogy az Akadémiai Kiadó is elvállalta a mű megjelenítését.

Kezünkben tehát a 272 oldalú, 11 fejezetre tagozódó mű. Előljáróban le kell szögeznünk, hogy nem csalódtunk. A *Műholdmeteorológia* mind tartalmi, szakmai mondanivalójában, mind kiállításában megnyeri az olvasó tetszését. Szimpatikus az is, hogy a mű Szerzője a 2. fejezet (A műholdak mozgása) és a 8. fejezet (Műholdas felhőklimatológia) megírására a kérdések specialistáit: *László Istvánt*, illetve *Kapovitsné Róth Renátát* kérte fel.

A könyv egyébként tartalmazza a műholdmeteorológia majdnem minden kérdését: a műholdakkal történő megfigyelést, a felvételek vizuális kiértékelését és digitális feldolgozását, a felhőzet mezo- és nagyméretű elrendeződését, a csapadékbecslés kérdéseit. Külön fejezetet szentel a könyv Szerzője a műhold-adatok feldolgozása geometriájának és leírja a meteorológiai vonatkozású műholdak típusait.

E szerteágazó ismeretanyag tárgyalása magas színvonalon úgy történik, hogy közben az érthetőségre toldódik el a hangsúly. A didaktikai problémák megoldásában nagy segítséget jelenthetett, hogy *Tánczer Tibor* a tárgy egyetemi előadója is.

A mű forgatása közben elismeréssel kell szólnunk az egyes fejezetek arányosságáról is: a fejezetek terjedelme szigorúan arányos a mondanivaló fontosságával.

Tánczer Tibornak sok helyen meg kellett oldania olyan problémát is, hogy régi, többnyire szinoptikus meteorológiai fogalmakat láttasson velünk modern, műhold-meteorológiai szempontból. Más oldalról viszont új fogalmakkal kellett gazdagítani a szinoptikus meteorológia szótárát. E kettős feladat nagyon jó megoldásával találkozunk a könyvben és ez egyúttal azt is jelentette, hogy a könyv megírása közben az új magyar terminológiát is meg kellett teremteni. Véleményünk szerint ezt a feladatot is színvonalasan oldotta meg a Szerző.

Külön szeretném megemlíteni, az ilyen természetű könyvnél igen fontos nyomdai munkát. Ez a munka az Országos Meteorológiai Szolgálat házi nyomdájának Máthé-kollektíváját dicséri.

A könyvvel kapcsolatos egyetlen kifogásunk az: hiányzik belőle a tárgymutató. Igaz, hogy a tartalomjegyzék nagyon részletes, de ez, mivel, mint már említettük, több új fogalom bevezetésére is sor került, nem helyettesítheti a szöszedetet.

A könyv olvasását szakmeteorológusoknak, távérzékelési szakembereknek, egyetemi hallgatóknak ajánljuk.

Rákóczi Ferenc

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B.: *Microclimate. The Biological Environment*. Second edition. John Wiley and Sons. New York, 1983, 495 oldal.

Amint a könyv címe is elárulja, olyan mikrometeorológiai könyvről van szó, amely a mikroklima biofizikai aspektusait vizsgálja, tehát az agrometeorológia elméletének egyik fontos területét, a mikrometeorológiai alapokat tartalmazza. Ezek az ismeretek nélkülözhetetlenek az agroklimatológiai vizsgálatoknál és az agrometeorológiai modellezésnél is.

A könyv egyes elméleti fejezetei a sugárzási energia eloszlásával, a talajba levezetett hőmennyiséggel, a levegőnek átadott hőmennyiséggel, a légmozgásokkal, a légköri nedvességgel, a párolgással, a fotoszintézissel és a respirációval foglalkoznak. Az elemzés középpontjában a növényállomány áll. Minden fejezet a vizsgált problémákat elméleti-módszertani szempontból tárgyalja, s arra törekszik, hogy az újonnan bevezetett fogalmakat definíciószerűen adja meg. Ezáltal a tárgyalta fizikai folyamatok és biológiai hatásai könnyen megérthetőek s jól nyomon követhetőek.

Az elméleti jellegű fejezeteken kívül a könyv több gyakorlati tárgyú fejezetet is tartalmaz. Ezek a talajhőmérséklet és talajnedvesség módosításának, valamint a fagyvédekezés módszereinek ismertetését, az erdősávok és a vízhasznosulás gyakorlati jelentőségét tárgyalják, nagyon jól szemléltetve, hogyan lehet a mikrometeorológia területén felhalmozott ismereteket a gyakorlatban hasznosítani.

Végül a mikrometeorológiának az emberi szervezetre és az állati szervezetre gyakorolt hatásával foglalkozik a könyv. Ez a fejezet rövid és tömör összefoglalása az e területekhez kapcsolódó alapvető ismereteknek.

A közel 500 oldalas könyv kitűnő összefoglalása az agrometeorológia műveléséhez szükséges mikro meteorológiai ismereteknek. Anyaga az irodalom széles körű feldolgozására épül. Tárgyalásmódja világos, érthető. A mértékegységek SI rendszerben vannak megadva, ami jelentősen megkönnyíti a régi egységhez szokott olvasónak az új egységekre való áttérést.

Kár, hogy a könyv az elméleti és gyakorlati részeket csupán egymásutáni fejezetekbe sorolja, nem pedig külön egységekbe tagolva tárgyalja. Véleményem szerint egy ilyen felosztás e magas színvonalon megírt könyvnek további előnyére szolgált volna.

A kitűnően megírt, s az agromikro-meteorológiai ismereteknek jó szintézisét nyújtó könyvet csak ajánlani tudjuk minden mikrometeorológia és agrometeorológia iránt érdeklődő olvasónak.

Varga-Haszonits Zoltán

KÖRBER, HANS-GÜNTHER: *Vom Wetteraberglauben zur Wetterforschung (Az időjárás hiedelmektől az időjárás kutatásáig)*. Edition Leipzig, 1987. 231 24,5×27,5 cm oldal, 125 színes és fekete-fehér fénykép.

Minden tudományterületen vannak olyan kutatók, akik az adott tudományág történetével foglalkoznak. Az ebben a témakörben születő publikációk általában egy-egy híres személyiség életrajzával, a mérés technika fejlődésével vagy a tudományos ismeretek bővülésének nyomkövetésével foglalkoznak. Ritka az olyan munka, ami az előbb felsoroltakat szintetizálja és megadja a tudományág kultúrtörténetét is, azaz belehelyezi a tudománytörténetet, a tudományterület fejlődésének vizsgálatát a kultúrkörnyezetbe, ismertetve a kapcsolódási pontokat más tudományágakkal és az egyes koroknak a természetéről, a világról alkotott képével. Az ez iránt érdeklődők nem kis irigységgel forgatják *Simonyi Károly* professzornak *A fizika kultúrtörténete* című, több kiadást megért monográfiáját. *Hans-Günther Körbernek*, az NDK Meteorológiai Szolgálat Központi Könyvtára vezetőjének könyve hasonló elvárásoknak felel meg, mint *Simonyi Károly* kötete. A szerző előbb könyvtárosi, majd meteorológus oklevelet szerzett és meteorológiából doktorált. Így a könyv megírásához mind meteorológiai, mind filológiai szempontból kellő felkészültséggel láthatott hozzá. Ez az igényesség meg is látszik a művön.

A könyv nyolc fejezetre oszlik. A szerző időrendben halad a történelem előtti időktől napjainkig. Az *Időistenek és időpróféták a korai kultúrákban* című első fejezet az ősember hiedelemvilágát mutatja be, majd a mezopotámiai és egyiptomi kultúráktól elindulva ismerteti az ókori távol-keleti, afrikai és amerikai (maja) népeknek az időjárásról, a légkörről alkotott felfogását.

Az *Időjelzések és időjárási bölcsességek* című fejezet a görög, a latin és az iszlám természettudósok tanításait mutatja be és beszámol a kelta és ósláv népek időjárással kapcsolatos megfigyeléseiről is. A harmadik fejezet címe: *Az időjárás és a naptár, időjárási feljegyzések*. Itt a földművelők megfigyeléseiről, az időjárással kapcsolatos paraszti szabályokról olvashatunk. A könyvnyomtatás megjelenésével és terjedésével ezek a — sokszor kis versikébe foglalt — tapasztalatok igen gazdag gyűjteményben maradtak az utókorra. A negyedik fejezet a meteorológiai mérőeszközök és az első mérőhálózatok kialakulásával és fejlődésével foglalkozik. Megismerkedhetünk a hőmérő, a barométer, a szélmérő és a légnedvesség mérő őselével és részletesen olvashatunk a *Societas Meteorologica Palatina* által szervezett első közép-európai mérőhálózat tevékenységéről is. Külön fejezet foglalkozik a szabadlégkör kutatásának kezdeteivel, a ballonos repülésekkel. Az *Időjárási és klímakutatások kezdete* című fejezet a szélrendszerek és az éghajlat szabályszerűségeinek felismeréséről számol be. Itt olvashatunk a szinoptikus meteorológia történetéről is. A következő fejezet *Az éghajlat és az ember* címet viseli és a humán biometeorológia fejlődését tekinti át. Az utolsó fejezet a világ meteorológusainak mai együttműködéséről és a második világháború óta bekövetkezett fejlődésről számol be röviden. A könyvet mintegy 450 tételből álló irodalomjegyzék zárja, ami a történelmi, tudománytörténeti forrásmunkákat és a történeti jelentőségű meteorológiai tárgyú tudományos publikációkat sorolja fel.

A nagyalakú könyv igen színvonalas nyomdatechnikával készült. Színes és fekete-fehér fényképei és reprodukciói miatt nagy kedvvel forgathatja bárki a kötetet, a meteorológusok pedig gondosan rendszerezett összefoglalóját találják benne annak, milyen ismeretei voltak a légkőről az egyes korok embereinek és milyen lépcsőfokokon át vezetett a meteorológia fejlődése a mai állapothoz.

Gyuró György

SZEPESI, D. J.: Compendium of Regulatory Air Quality Simulation Models. (*Levegőminőség szabályozásához szükséges modellek gyűjteménye*). Akadémiai Kiadó, Budapest. 616 o., 701 irodalmi hivatkozás, számos ábra és táblázat.

A légköri környezetvédelem legfontosabb feladata a szennyező források intenzitásának és a szennyező anyagok levegőben kialakuló koncentrációjának számszerű összekapcsolása. Erre nem csak új objektumok (kibocsátó források) várható szennyezésének megbecslésekor van szükség, hanem akkor is, ha a meglevő kibocsátás hatását kívánjuk megfelelő szint alatt tartani. Tekintve, hogy ez az összefüggés, adott kibocsátás és domborzati viszonyok esetén, a légkör mozgásától és állapotától függ, az emissziót és a koncentrációt meteorológiai, ún. levegőminőségi modellekben kapcsoljuk össze. Ilyen modellek kidolgozása ezért a légköri kutatások fontos feladatát képezi.

Magyarországon a kutatásokat több, mint húsz évvel ezelőtt Szepesi Dezső kezdte el, aki az évek során ezen a területen a nemzetközileg ismert és elismert szakemberek sorába emelkedett. Ennek egyik bizonyítéka, hogy Szepesi Dezső 1974 óta a Meteorológiai Világszervezet Klimatológiai Bizottságának légszennyeződési elnöke. Ebben a minőségében Szepesi a WMO tagországoknak kérdőíveket küldött ki, amelyekben az országban alkalmazott levegőminőségi modellek iránt érdeklődött. A felmérés sikerét a beérkezett válaszok jelentős száma igazolta. Az értékes anyag áttekintése után a WMO végrehajtó bizottságának környezetszennyeződéssel foglalkozó szakemberei javasolták az eredmények megjelentetését. Jelen kötet ennek a felkérésnek tesz eleget: 27 ország 183 levegőminőségi modelljét mutatja be.

A könyv azonban nem csak egyszerű felsorolás. Szerző a bevezető fejezet után öt fejezetben összefoglalja a levegőminőség modellezése elvi alapjait, a legfontosabb modellek típusait, ismerteti a modellek alkalmazhatóságát, valamint az ehhez szükséges különböző adatokat. A modellek tökéletesítéséhez szükséges további kutatásoknak külön fejezetet szentel (ezek a fejezetek kb. 160 oldal terjedelműek). A hetedik, a könyv nagy részét kitevő fejezetben található meg az olvasó az említett felmérés eredményeit.

A könyv a légszennyeződés terjedésével foglalkozó/foglalkozni akaró szakemberek számára igen hasznos olvasmány. Forgatása eligazítást nyújthat adott levegőminőségi feladat megoldásához. Kézenfekvő, hogy a gyűjtemény elsősorban a fejlődő országok meteorológusainak, illetve kezdő kutatóknak ajánlható.

Azt is meg kell említenünk, hogy egy ilyen jellegű kézikönyv sohasem lehet teljes. Ez részben a kézirat elkészítése óta eltelt idővel, részben a felmérés bizonyos esetlegességeivel magyarázható. Jelen sorok írója például szívesen több olyan modellről olvasott volna, amelyekben a fotókémiai reakciókat (pl. oxidánsok keletkezését) a modellezők részletesebben és pontosabban figyelembe veszik. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy ilyen modellek leírása már csak terjedelmi okokból sem volt lehetséges.

Mindezek alapján úgy gondoljuk, hogy csak gratulálni lehet Szepesi Dezsőnek az elvégzett hatalmas munkához. Meggyőződésünk, hogy ezt a kötetet számos országban forgatni fogják, ami öregbíteni fogja a magyar levegőminőségi kutatások hírnevét.

Mészáros Ernő

KEY ASPECTS OF BIOSPHERIC AND ECOLOGICAL STUDIES

(on the results of the 7th General Assembly of SCOPE)

Bioszferikus és ökológiai vizsgálatok legfontosabb kérdései, (a SCOPE 7. Közgyűlése eredményei alapján). A SCOPE – Környezeti Kérdések Tudományos Tanácsa, Tudományos Uniók Nemzetközi Bizottsága – 7. közgyűlésén bemutatott előadások áttekintése alapján a szerző analizálja a legfontosabb környezeti kérdéseket és bemutatja a SCOPE terveinek új szerkesztését és célkitűzéseit.

*

In the period 4–7 June 1988 in Budapest the sessions were held of an ordinary (organized every third year) General Assembly of SCOPE (Scientific Committee on Problems of the Environment within the International Council of Scientific Unions – ICSU). SCOPE is an unusual component of ICSU: in contrast to other ICSU bodies, whose activity is reduced largely to convening scientific symposia and to more or less regular coordination efforts through various associations (for instances, IAMAP, IAGA), as well as relevant commissions and working groups, SCOPE is largely aimed at realization of various projects supervised by respective working groups. Such developments carried out in cooperation with UNEP and UNESCO, are sponsored by these two intergovernmental organizations and usually result in the publication by the WILEY of relevant collective monographs which contain the results of respective projects. The most intensive project terminated in 1988 was studies of possible environmental consequences of a nuclear war. The results from accomplishing this project, in the process of which numerous scientific symposia have been held in different countries (the final Workshop was held in Maastricht 1988 in Moscow), have been published in 1986 as a 2-volume monograph SCOPE–28.

The first three days of the Assembly were allotted to closed meetings of working groups and to the plenary session with reports of the President and the Secretary General of SCOPE. The latter took very little time (the more so that the texts of the reports have been distributed beforehand). The first plenary session

was very well organized, but, it seems to me, a little formal: neither reports nor the new SCOPE constitution have been discussed. Incidentally, the same was typical of subsequent scientific sessions continuing four days and organized in the spirit of a bad tradition of strictly limited time for questions to the reporters and practically excluded discussions.

It should be noted, however, that the level of the papers was sufficiently high, though some of the basic papers turned out to be somewhat declarative. The participants of the plenary sessions totalled between 100 and 150, among them being world-famous scientists in various fields of biospheric and ecological studies, which determined the representativeness of the Assembly. On the other hand, the high average age of the participants leapt to the eye: there were only few young scientists at the Assembly.

An important result of the first session was an adoption (without discussion) of a new SCOPE constitution determining, in particular, its purposes and functions as a Scientific Committee of ICSU:

a) To advance knowledge of the impact of man on his environment, as well as the effects of the environment upon man, his health and his welfare – with emphasis on those influences and effects which are either global or shared in common by several nations.

b) To serve as a non-governmental, interdisciplinary and international council of scientists and as a source of advice for governments as well as intergovernmental and non-governmental bodies with respect to environmental problems.

Towards these ends, the functions of SCOPE may include:

a) Advancing studies of fundamental environmental processes, particularly those dealing with the interactions between man and his environment.

b) Exercising scientific leadership in the design of interdisciplinary environmental monitoring systems.

c) Analysing and evaluating information concerning global and regional environmental

phenomena and trends, and the effects of environment on man.

d) Developing collaborative programmes among Scientific Unions, National Members and Scientific Committees of ICSU and other appropriate organizations including those concerned with the social sciences and the biological aspects of the medical sciences.

e) Projecting current environmental trends into the future on the basis of alternative hypotheses of future human activity, population, use of natural resources and energy requirements.

f) Identifying or devising measures to maximize the beneficial effects and to minimize the adverse effects of the interaction of man and his environment.

g) Acting, on behalf of ICSU, in serving as a means of communication with other organizations, such as United Nations agencies, on environmental questions of broader purview than those of individual Unions and Committees of ICSU.

h) Promoting education in, and understanding of, environmental problems.

In the brief report the President of SCOPE increasing activities of the Committee were emphasized, of particular importance being the studies on possible ecological consequences of nuclear war and first-priority perspectives of participation in the accomplishment of the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP).

In the report of the Secretary General the following currently realized projects were mentioned:

1. Carbon and nutrient cycling in lakes and estuaries.
2. The sulphur cycle in terrestrial and aquatic ecosystems.
3. Acidification in tropical countries.
4. The phosphorus cycle in terrestrial and aquatic ecosystems.
5. Organic matter budgets.
6. Pesticide effects.
7. Genetically designed organisms in the environment.
8. Subsiding coastal areas and sea-level rise.
9. Ecotones in a changing environment.
10. Trace gas exchange between the atmosphere and biosphere.
11. Ecosystem experiments.
12. Groundwater contamination.

The following projects are under consideration:

1. Particle flux in the ocean.
2. DNA damage and repair.
3. Long-term ecological research.
4. Biogeochemical metabolism of small catchments.

5. Application of scientific information to sustainable development.

6. Health consequences of climate change.

7. Biogeochemical pathways of radionuclides.

Proceeding to the characteristic of the papers within the scientific programme of the Assembly, which included six sessions, I shall dwell upon the most substantial papers within my competence (the problems concerning tropical ecosystems will not be considered).

1. Environmental change monitoring

Professor *J. J. McCarthy* (USA), Chairman of the International Committee on IGBP, made a review report discussing major objectives of IGBP. Unfortunately, the report contained only general ideas, on the principal objectives of IGBP and ways to achieve them. As for the principal objectives, they include: (i) documentation and forecast of global change; (ii) analysis of observational data and advancing knowledge of the dominating forcing functions; (iii) deeper insight into time-dependent phenomena; (iv) assessment of the impacts of global change which can cause large-scale and serious consequences affecting the availability of renewable and non-renewable resources.

The following areas of IGBP were proposed as the key ones (the names of Chairmen of the respective Coordinating Groups are given in brackets (A Report..., 1988)):

1. Terrestrial Biosphere-Atmosphere Chemistry Interactions (*P. J. Crutzen*).
2. Marine Biosphere-Atmosphere Interactions (*T. Nemoto*).
3. Biospheric Aspects of Hydrological Cycle (*S. Dyck*).
4. Effects of Climate Change on Terrestrial Ecosystems (*B. H. Walker*).

To assess the present state of knowledge and the prospects of respective developments, four Working Groups were appointed within the IGBP (the names of Chairmen are given in brackets):

1. Global Geosphere-Biosphere Modelling (*B. Bolin*).
2. Data and Information Systems (*S. I. Rasool*).
3. Techniques for Extracting Environmental Data of the Past (*H. Oeschger*).
4. Geo-Biosphere Observatories (*R. Herrera*).

The report by *J. J. McCarthy* demonstrated the need for efforts to substantiate the key scientific problems (in particular, an adequate planning of observational systems) without which an accomplishment of IGBP is impossible

The paper by Prof. *F. di Castri* (France) seems to me important. It was the paper on ecotones - "The zones of transitions between adjacent ecological systems, having a set of characteristics uniquely defined by space and time scales, and by the strength of the interactions between adjacent ecological systems". No doubt, of key importance are studies of integral natural systems (for instance, river systems, including watershed, or similar lake systems). From this point of view, the problem of ecotones of various scales is not only theoretically but also practically very important. Unfortunately, in this conceptual paper no attempt has been made to substantiate the classification of ecotones useful in planning the observational systems. Perhaps, therefore, the paper by Prof. *R. Herrera* on biosphere observatories was not convincing in the part concerning a substantiation of the requirements to the information content of the data which can be obtained with the help of such observatories. The paper by Prof. *Peiwan Zhang* (China) was dedicated to paleoreconstructions of climate change in China for the last several thousand years from paleontological data and historical documents.

2. Environmental consequences of catastrophes

Prof. Sir *Frederick Warner* (Great Britain), Chairman of the International Committee on ecological consequences of nuclear war during the accomplishment of this SCOPE ENUWAR project presented a review paper on the results of recent studies whose major objective was to specify certain aspects of ecological consequences of a nuclear war. In particular, an analysis was performed of possible consequences of nuclear war for certain regions of the globe (Australia, China, India, Japan). These studies will continue till 1989. On the whole, new results confirm the previous conclusion that nuclear war will lead to a global ecological catastrophe, though with the substantial uncertainties remaining, the reliability of this conclusion has risen.

Studies relevant to different aspects of the problem dealt, for instance, with an assessment of the power of smoke sources, substantiation of the scenarios of smoke ejections to the atmosphere resulting from urban and forest fires (from recent data, total ejections can vary between 15 and 150 Tg), studies on the determination of physical characteristics of the smoke aerosol and its washing out of the atmosphere.

Simulation numerical experiments performed in the USA with the use of advanced 3-D climate models have shown that decreases of surface temperature and illumination level caused by atmospheric smoke-loading should

be smaller than those earlier predicted. If a nuclear war will start in July, then in the 30-90°N latitudinal belt a 5-day averaged land surface temperature decrease may reach 5-22 °C (depending on the scenario of the smoke aerosol ejection). Analysis of the effect of smoke aerosol and nitrogen dioxide on stratospheric ozone has led to the conclusion that a long-term decrease of total ozone content can be expected, reaching 50% and more. Even in conditions of "nuclear fall" the biological consequences will be catastrophic.

Unfortunately, the paper "traditionally" omitted important Soviet studies on analysis of the effect of the 1950-1960 atmospheric nuclear test on the upper atmosphere, climate and ozone layer, as well as on the consideration of observational data upon Tunguska-meteorite fall and of the results of numerical climate models which make it possible to draw the conclusion that the climatic catastrophe will manifest itself as the "global climatic chaos" characterized by strong spatial and temporal climate variability. All these results have been considered in detail in the monographs by *Kondratyev* (1986, 1988). Of particular importance are the data on the upper atmosphere (after nuclear tests) which show the critical ecological danger of nuclear explosions at high altitudes which cannot be avoided in the case of realization of SDI.

A very informative paper containing a detailed analysis of the environmental consequences of accidents on chemical plants was presented by *Dr. K. R. Krishna Murti* (India). It was mentioned in the paper that the last decade has beaten the record in the number of accidents and in the volume of poisoning substances ejected to the environment. The unprecedented catastrophe in Bhopal (1984) revealed the urgent need for measures minimizing the ecological consequences of catastrophes in the process of manufacturing, processing, transmitting, archiving and distributing harmful chemical substances.

3. Ocean systems

Prof. *E. T. Degens* (FRG) made a very informative review on the results from the UNEP field studies of the river-driven fluxes of carbon and mineral components into the seas and oceans. The results of observations at 30 stations in different regions of the globe carried out by the specialists from 20 countries have made it possible to reproduce the global pattern of the outbreak of detritus particles and their sedimentation on the sea bottom. The subsequent analysis of the data on the bottom sediments will make it possible to substantiate the formation of the oceanic branch of global carbon cycle. Studies are

planned to be continued based on observations in lakes and estuaries (the programme of future studies has been discussed at the UNEP Workshop in September 1988 held at the USSR Academy of Sciences Limnological Institute at Lake Baikal). The previous results have been generalized in the collective SCOPE monograph "The Flux of Particles into the Ocean" published in late 1987.

Two papers at this session were dedicated to the analysis of the factors of the sea level rise due to tectonic processes (*Prof. H. Postma*, The Netherlands) and climate change (*Dr. P. Pirazzoli*, France). Though I am not an expert in this field, both papers seemed to me insufficiently convincing, since they were dedicated to only some aspects of the problem and did not contain convincing considerations and conclusions on the problem as a whole.

4. Environmental science in Hungary

All the papers presented at this session were of a high scientific level and reflected serious progress achieved by Hungarian scientists in the field of biospheric and ecological studies. In a very informative paper by the Secretary General of the Hungarian Academy of Sciences, *Prof. I. Láng* "Environment and Development in Hungary" an analysis has been made of the ecological problems in Hungary connected with industrial and agricultural development as well as with domestic and international tourism (so, for instance, on summer weekends nearly one million tourists can be found around the lake Balaton, and the tourists in 1987 totalled 18 million foreigners almost doubling the population of the country).

The urgency of ecological problems is determined by a high level of air, water and soil pollution. This is partly explained by the past 30–40-year energy-intensive industrial development. Hungarian agriculture has achieved sensational results (so, for instance, Hungarian agriculture produced in 1938 seven million tons of grain and 751000 tons of meat, and currently, some 14–15 million tons and 2.1 million tons, respectively; the population of the country being 10.6 millions). The agricultural progress was followed by a strong increase of anthropogenic loads on the environment.

The greatest environmental problem of Hungarian agriculture is soil degradation (a decrease of humus content), erosion devastating more than one-third of the country's agricultural area. During the past two decades soil pH values have decreased in average by 0.5–0.6 over more than one-third of agricultural land. The nitrate content of subsurface water has grown (now water is undrinkable in 676 village settlements).

The Hungarian government has undertaken serious measures to improve the quality of the environment (as a result, the quality of the lake Balaton water has improved). A governmental programme is being developed on the environmental protection and rational use of natural resources.

Concrete data on the effect of the acidification of soil on the environment for the past 25–30 years have been presented in the paper by *Prof. P. Stefanovits*. Analysis of these data has shown that the processes of dry and wet deposition but not the use of fertilizers contribute most to the acidification of soil.

The paper by *Prof. G. Fekete* and *Prof. P. Jakucs* was dedicated to the review of the results of ecological studies in Hungary. There are three categories of 918 protected areas in Hungary: National Parks, Landscape Protection Area, Nature Preserve. Owing to the inappropriate land use (overgrazing, erosion) the degradation of grasslands in a steppe has intensified for the past 10 years. The estimates showed that the disturbed community could return to its original state only 9 years later after the proper restoration.

Since 1978–70, a tree disease of completely new character and a tree decay of very quick rate appeared in the Hungarian forests including oak groves, due to the impact of air pollutants. Pollutants change the chemical composition and fauna of the soil and influence the whole tree through the root system. The gradually increasing acidity of forest soils was indicated already in the years 1972–76; the buffer capacity of the soil decreases, the concentration of aluminium and toxic heavy metals increases. The latter become water-soluble. Cycles of matter and energy in the forest, ecosystems have been disturbed, which, finally, may lead to the death of the tree.

An informative paper on the pollution of lake Balaton was presented by *S. Herodek* and *J. Ponyi*. The main problem of the lake is its rapid eutrophication due to phosphorus release. A two to eight fold increase of the algal biomass and productivity resulted in strong ecological changes and deteriorated the esthetic value of the lake.

Sewage diversion from the water catchment area and strict control of liquid manure disposal reduced the external phosphorus loading by 30–40 per cent in the last years. Eutrophication seems to be arrested, but further investments are needed to attain a significant improvement of the water quality.

Interesting results from studies of the environmental dynamics in the Budapest Agglomeration consisting of the capital city, 44 surrounding settlements, including 4 smaller towns, have been presented in the paper by *Drs. A. Borhidi* and *Gy. Kőszegfalvy*. The past two decades are characterized by substantially

deterio - rating natural and man-made environment, manifesting through the pollution of the atmosphere, water basins and soils, as well as degradation of the urban vegetation. The urban "heat island" has substantially intensified: during the last century the annual mean air surface temperature increased by 1-1.5 °C, and the precipitation deficit rose by 240 mm. For improving environmental quality in the agglomeration, a longterm concept of pollution control and green space development has been implemented.

Detailed observational data on the dynamics of propagation of radioactive ejections after the reactor accident at Chernobyl towards Hungary and on the level of radiation in the Hungarian territory in different seasons have been discussed by Prof. B. L. Sztanyik and Dr. G. J. Kóteles. Interesting information on the impact of environmental conditions (including nutrients) on the propagation of cancer was analyzed by Prof. S. Eckhardt.

Again, I should like to repeat that the papers of the Hungarian colleagues made a very good impression. The only critical comment is that none of the papers discussing the problem of the environmental dynamics in Hungary used the results of remote sensing, including data from satellites, though such studies are well known to be carried out in Hungary.

5. Ecosystem processes

This session seems to me one of the most interesting, though of course, not all the papers were of equal value. So, for instance, the first paper by Prof. J. Melillo (USA) on the impact of climate change on production and destruction of coniferous forests and grass cover sounded unconvincing. An attempt was made in the paper to substantiate the model of the impact of climate change on the dynamics of the two types of vegetation cover with account of only such climate changes as air surface temperature and air humidity, as well as of CO₂ concentration (at the very beginning, the paper stated that present climate change is caused by increased CO₂ concentration, and in this connection I had to mention that it is only one of many factors determining global climate change).

In connection with the paper by Prof. J. Melillo, two puzzled questions arise: (i) how can CO₂, air surface temperature and humidity be selected from the numerous factors affecting the processes of photosynthesis (and bioproducity), though nonlinear interactivity of the effects of different factors raises no doubts; (ii) what are the grounds for neglecting in the model of photosynthetical bioproducity the changes of photosynthetically active radiation caused by varying chemical composition of

the atmosphere. Unfortunately, the author could not give satisfactory answers to these questions.

A conceptually important paper on the exchange of optically active trace gases (TG) between the terrestrial ecosystems and the atmosphere was presented by Prof. M. O. Andreae (FRG). In my opinion, the principal topic of the paper is the key aspect of IGBP connected with studies of the role of gas emissions of the biosphere and TG assimilation by biota as factors of the formation of atmospheric composition. Resorting to a figure of his speech, Prof. M. O. Andreae suggested an apt definition: the atmosphere is a "gift" from the biosphere. This situation can be illustrated by ejections of sulphur-containing gases by marine phytoplankton, by production of methane by methanogenic bacteria, by ammonia- and nitrogen oxides-exchange between the atmosphere and soil bacteria. The various TG emissoins are characteristic of vegetation and include ammonia, hydrogen sulfide and hydrocarbon compounds, and, on the other hand, the surfaces of plants serve as major sinks for many TG, including such pollutants as sulphur dioxide, sulphuric acid vapours, and ozone (the process of TG deposition on the plant surfaces is the principal reason of their damage due to atmospheric pollution).

Despite the important role of the biosphere-atmosphere gas exchange from the viewpoint of the formation of atmospheric composition (and, hence, the effect on global climate through the variability of atmospheric greenhouse effect), the processes of gas exchange in many important ecosystems remain poorly studied. This is explained by the complicated nature of biological and physical-chemical systems which determine the course of such processes, as well as their studies (in particular, measurements of the fluxes of gases determining the gas exchange) in natural conditions. The problem can be solved only through cooperative efforts of scientists in the fields of chemistry, biology and atmospheric sciences. Prof. M. O. Andreae illustrated the specific content of the problem and ways of its solution through field studies and simulation modelling with methane as an example. Unfortunately, he is not familiar with principally important results of the Soviet studies, first of all, studies by Gorshkov (1987) and Zavarzin (1984).

The great importance of field studies of small watersheds (of an area from tens to hundreds of hectares) was demonstrated by Dr. B. Moldan (Czechoslovakia). He emphasized that such studies make it possible most adequately and with reasonable expenditures to investigate biogeochemical processes (energy- and mass-exchange) in relatively closed natural systems. The phenomena under study are as follows: the effect of acid rains on soils, water

basins and biota; accumulation of heavy metals and industrial toxicants in natural media; depletion of inorganic nutrients; long-term reversibility or irreversibility of anthropogenic changes in the environment; the effect of the various episodic forcings. At present, the experts of the Geological Survey of Czechoslovakia perform regular studies on four small watersheds planned to be increased to 20 ensuring a representative coverage of the whole territory of the country. The data in his paper illustrate the results of observations of dry and wet deposition on watersheds and the estimates of the budget of chlorides. Moreover, analysis has been made of the processes in watersheds during the spring snowmelt.

The urgent perspectives of natural and man-made ecosystem experiments, of great importance for ecological forecasting, were discussed by Dr. H. A. Mooney (USA). Major objectives of such experiments (a special Workshop for their detailed discussion was held in Mitwitz, FRG, 13–15 June 1988) are as follows: (i) assessment of sensitivity of ecosystems to natural disturbances as volcanic eruptions, large-scale fires, El Niño, and to anthropogenic disturbances (desertification, deforestation, the effect of pesticides and heavy metals, large-scale river diversions); (ii) observations and simulation modelling for conditions of controlled ecosystems (watersheds, lakes, marshes, estuaries).

As an example of unsolved problems, Dr. H. A. Mooney discussed the difficulties in revealing the reasons for degradation of forests, among them: acid rains, tropospheric ozone, gas ejections of soils, climate change (most likely, all these factors should be interactively taken into account). Unfortunately, the author only touched upon the problem of mesocosm (important developments are carried out in this direction in the USSR headed by Prof. A. M. Nikanorov).

The key aspects of phosphorus cycling in water ecosystems and on land were analyzed by Prof. J. K. Syers (U. K.) who emphasized the vital role of phosphorus in energy transformations and for the development of plants and animals. The wide use of phosphorus fertilizers exhibited an enormous effect on agricultural productivity in many countries, especially in tropical regions where the soils are often phosphorus deficient. However, on the other hand, phosphorus runoff from agricultural land and phosphorus discharges from urban areas, principally in sewage, can result in the phosphorus-enrichment of surface waters, and in such processes (first of all, eutrophication) which lead to the deterioration of the quality of natural waters. Despite the urgency of this situation, the large-scale processes of transport and transformation of phosphorus remain poorly known, in particular, the flow of phos-

phorus from terrestrial to aquatic ecosystems. The principal unsolved problem is to maximize the benefits of fertilizer phosphorus and to minimize the undesirable effects on the environment, which requires further studies of phosphorus cycling and development of approaches to control the cycling.

With this in mind, SCOPE decided to undertake a study of the global cycle of phosphorus as a follow-up to similar studies on nitrogen, carbon and sulphur. In this connection it should be emphasized that complete lack of references to the results of Soviet studies (these results are not only numerous but in many cases very informative) brings forth an important problem of active participation of the Soviet specialists in the accomplishment of the new project.

The paper by Dr. S. Levin (USA) "Modifying Ecosystem Processes through Bio-engineering" was very interesting but I cannot bring myself to comment on it not being an expert in this field. However, there is no doubt that rapidly developing bioengineering sets forth many serious ecological problems.

The new executive of SCOPE elected at the Assembly is as follows: Prof. F. di Castri (France), President; Prof. J. Stewart (U. K.), Secretary-General; Acad. M. V. Ivanov (USSR), vice-President; Prof. K. R. Krishna Murli (India), vice-President.

In conclusion I should like to repeat that the scientific level of the papers at the 7th General Assembly of SCOPE was sufficiently high, on the whole. These papers covered most of the key directions of biospheric and ecological studies. The most serious gap in the scientific programme was the practically complete absence of papers dedicated to the substantiation of complex observations of natural ecosystems (from the viewpoint of the choice of objects, totality, and priority of the quantities under study, requirements of the spatial and temporal resolution, etc.). The most puzzling is the neglect of information on the environment obtained from space and perspectives in this field.

K. YA. Kondratyev (Leningrad)

REFERENCES

- A report from the Second Meeting of the Special Committee.* Harvard University, Cambridge, MA, USA, 8–11 February 1988. — "Global Change Report", 1988, N3.
Gorshkov, V. G., 1987. Boundaries of biospheric stability. *Proc. of the All-Union Geographical Soc.*, 112, (in Russian)
Kondratyev, K. Ya., 1986: *Natural and Anthropogenic Climate Change.* "Progress in Science and Technology. Meteorology and Climatology, Vol. 16", Moscow, VINITI, (in Russian).
Kondratyev, K. Ya., 1988: *Climate Shocks: Natural and Anthropogenic.* New York, Wiley.
Zavarzin, G. A., 1984: *Bacteria and Atmospheric Composition.* (in Russian) "Nauka8 Publ., Moscow.

*

IN MEMORIAM J. BRICARD (1097—1988)

Jean Bricard was born on 4 April 1907 near Caen, Normandy, where he finished his studies in a high school and at the university. His scientific career begun in 1937 in the Observatory of Puy de Dôme where he served as assistant physicist. He noted that "this site, being precisely at the level of low clouds, was very favorable for studying fogs". For this reason he decided to work in this field and his first paper, published in 1938 in "Comptes-rendus de l'Académie des Sciences", dealt with this subject. The study of fog properties (e.g. droplet size distribution) from a meteorological point of view was absolutely new at that time. Bricard captured cloud droplets by using an electric method elaborated by Brun and Pauthenier. This was a very good training for his future work aiming to investigate atmospheric aerosol particles. Among other things, this early study demonstrated that cloud droplets were not composed of sodium chloride solution, i.e. sea salt particles did not constitute the major class of cloud condensation nuclei.

On the basis of this work he prepared his thesis for doctor's degree in physics at the University of Paris. Obtaining his degree in 1941, Bricard joined the staff of the Observatory of Pic du Midi where he begun a new investigation on the optics of cloud droplets. This investigation was carried out in cooperation with A. Kastler who had received the Nobel Prize in 1966. For solving the problem, the electromagnetic theory of Mie was applied, the perfect knowledge of which helped his further studies in the field of the detection of aerosol particles by optical means.

In 1944, already as a scientist in the Geophysical Institute of Paris and as a co-worker of A. Arnulf (Optical Institute), he made a systematic study of the transfer of visible and infrared radiation (in the wavelength band of 0.35–11 μm) in fogs and clouds. At the same time, again in cooperation with Kastler, he measured at the Pic du Midi the radiation D of sodium in the light of aurora. This research was promoted by his visiting the observatory of Abisko in Lapland, Sweden during the winter 1948–1949.

From 1944 to 1949, Jean Bricard directed the observations of electrical properties of the atmosphere in the Observatory of Chambon la Forêt. This work was the real beginning of his research in the field of aerosol particles and allowed him to elaborate the theory of electric equilibrium of the low atmosphere which made his name famous in atmospheric sciences. Parallel with this work he investigated theoretically the electric current of lightning.

In 1956, he was elected professor at the Faculty of Sciences in Paris. One of his first

students was E. Mészáros, the Editor-in-Chief of the present journal. In this way Bricard played an important indirect role in the development of cloud and aerosol research in Hungary. Also in 1956 he created the Cloud Physics Laboratory in the Optical Institute. Ten years later this laboratory became the Laboratory of Aerosol Physics at the University of Paris VI. Beside the continuation of his work with A. Arnulf and C. Veret on atmospheric optics and transparency, he begun a new and productive cooperation with J. Pradel, the future chief of the Department of Technical Protection of Atomic Energy Commission, France. His group, completed by A. Renoux and later by G. Madelaine, made in this time their first investigations on radioactive and non-radioactive natural aerosols. From 1966, under his direction in the laboratories of the Atomic Energy Commission in Fontenay-aux-Roses important new results were obtained in the field of physics and detection of aerosol particles. Among other things, the following subjects were studied: size distribution and electric charge of radioactive aerosols, air filtration, nucleation and formation of submicrometer particles essential in air pollution problems. On the other hand, these works made it possible to develop new aerosol devices, like diffusion batteries, electrostatic precipitators and, mainly, continuous cloud nucleus counters.

In his other laboratory at the Faculty of Sciences, Jean Bricard directed the development of an instrument for measuring the size distribution of very small aerosol particles by photonic detection as well as the construction of an original device capable to measure simultaneously the mobility and mass of small positive atmospheric ions by using a radiochemical method.

Professor Bricard can be looked upon at the father of French aerosol research. Also, he was a great pedagogue who was able to fascinate a lot of students in an large lecturer hall. His talent is very well proved by his book on physics written for future physicians and natural scientists.

Being the president of many French and international societies and commissions, he actively participated a large number of scientific conferences. In his laboratories many great persons of the scientific community made shorter or longer visits. He was the winner of several prizes (e.g. Guynemer, Rovel) and in 1977 he won from the French Academy of Sciences the Price of Charles Louis de Saulces de Freycinet for his work in the field of aerosol physics. From 1972 to 1978 he served as a member of Consultative Committee of Universities and from 1968 to 1972 as the director of one part of the University of Paris VI.

In 1977, he retired and stopped all scientific activities. However his work has been continued by his former students and associates both in Fontenay-aux-Roses and at universities in Brest and Paris.

He left this world on 4 December 1988 silently, so to say on tiptoe. During his last ten years, he had at his side his wife, *Olga* who helped him with her dynamic character and her delight in life, which should be affectionately acknowledged.

Professor *Jean Bricard* was a fascinating person, a great scientist and a man of high intellectual class. For his students he remains a model, the spirit of which will live not only in our memory, but also in our hearts.

A. Renoux – G. Madeline – E. Mészáros

*

A 90-ES ÉVEK, MINT A TERMÉSZETI CSAPÁSOK OKOZTA KÁROK CSÖKKENTÉSÉNEK ÉVTIZEDE

Az ENSZ közgyűlése 1987 decemberében határozatként elfogadta, hogy az 1990–99-es időszak legyen a Természeti Csapások Csökkentésének Nemzetközi Évtizede – IDNDR (International Decade for Natural Disaster Reduction). Az ENSZ 96. plenáris ülése döntését a WMO-nak is továbbították. A körlevél felhívja a figyelmet arra, hogy a világ mai társadalmi és gazdasági fejlettségi szintjén nem lehet figyelmen kívül hagyni azt, hogy az elmúlt két évtized során 3 millió emberéletet követeltek a természeti csapások; közel 800 millió embernek romlottak ezáltal az életfeltételei és a közvetlen anyagi kár eléri a 23 billió dollárt. Kiemeli a levél, hogy a természeti csapások okozta kár sok esetben (pl. az afrikai elsivatagosodás, aszály) nagyon komoly csapást mért az adott ország gazdaságának infrastruktúrájára és ezzel visszavetette őket fejlődésükben. Emberek tízmilliói váltak így az elmúlt időszakban hontalanná, gyökértelenné.

Az ENSZ felismerve saját felelősségét ezen a területen meghirdeti az IDNDR programot, amely elő kívánja segíteni a geofizikai eredetű természeti csapásokkal kapcsolatos kutatások jobb nemzetközi koordinálását; az előrejelző módszerek, a technikai berendezések és a riasztást végző hálózatok fejlesztését, valamint a katasztrófák megelőzésére, a felkészülésre és a károk enyhítésére vonatkozó munkák összefogottabb koordinálását. Mivel ennek a globális programnak egyaránt vannak kutatási, kulturális és gazdasági vetületei, ezért felhívja az egyes nemzettek kormányait, tegyék lehetővé és konstruktíven támogassák az ebben a programban résztvevő országokon belüli és nemzetközi szervezetek mind hatékonyabb munkáját. Külön kiemeli a fejlődő országok fokozott veszé-

lyeztetettségét, mint amelyek a nemzetköz összefogás nélkül semmiképpen sem lennének képesek előre lépni ezen a területen.

E felhívásra válaszul a WMO kidolgozott egy programtervezetet, amelyben az IDNDR-ben való részvételi szándékát deklarálja, illetve saját felelősségét és a dekád időtartamára javasolt munkatervet vázolja. Részletes statisztikákat közöl az 1947–80-as időszakra a természeti katasztrófák okozta károk mértékéről. Külön-külön beszámol a trópusi ciklonok, árvizek, viharok, lavinák, földrengések, földesuszamlások és szökőárak jelenleg működő észlelő-, előrejelző és riasztóhálózatáról, valamint ezek javasolt fejlesztési irányairól. Kiemeli a lehetséges klímaváltozások potenciális veszélyeit: a hőmérséklet jövő század közepére előrejelzett 3.0 ± 1.5 °C-os globális növekedését, ami az átlagos tengerszint 20–104 cm-es emelkedéséhez vezet, ugyanakkor a megnövekedett párolgáson és lehullott csapadékon keresztül nagyobb és gyakoribb árvizeket, intenzívebb ciklontevékenységet és viharokat eredményezhet.

Nemrégiben a WMO főtitkára körlevélben fordult a tagállamok szolgálatainak vezetőihez, s abban felkéri őket az IDNDR-ben való közreműködésre. Egyben értesíti őket, hogy az ENSZ főtitkára néhány hónapon belül levélben fogja kérni a külügyminisztériumokat, hogy alakítsanak országos szervezőbizottságot, mely az IDNDR hazai koordinációs munkálatait hivatott a jövőben ellátni. Továbbá kéri őket, hogy a tárgyalások elébe menve előre biztosítsák, hogy meteorológus és hidrológus szakemberek is kapjanak helyt ebben a bizottságban.

Bartholy J.

*

OSZTRÁK – MAGYAR LEVEGŐKÉMIAI SZEMINÁRIUM

Az első osztrák – magyar levegőkémiai szeminárium 1989. február 27-én és 28-án került megrendezésre a Központi Léggérfizikai Intézetben. A rendezvényen a vendéglátókon kívül a Bécsi Műszaki Egyetem, a Központi Kémiai Kutatóintézet, a Budapesti Műszaki Egyetem Általános Kémiai Tanszék, az ELTE Általános és Analitikai Kémiai Tanszék, a debreceni Atommag Kutató Intézet munkatársai vettek részt.

A szemináriumot *Mészáros Ernő* akadémikus, a KLFi igazgatója nyitotta meg. Az előadásokat öt témakör köré csoportosították. A kétnapos összefoglaló első délelőttjén *H. Puzbaum* elnökölt. Az előadók a légköri szénhidrogének és oxidánsok mérésével és modellezésével kapcsolatos eredményeiket ismertették. Itt hangzott el *Haszpra László* – Magyarországon elsőként végzett – városi ózónméréseinek tudományos értékelése. Délután az elnökséget

Pungor Ernő akadémikus vette át. Először érdekes beszámolót hallhattunk az osztrák szakembereknek az EUREKA programban szereplő ALPTRAC nevű alprogram eddigi mérési eredményeiről és terveiről.

Ezután *Horváth László* a troposzféra különböző magasságaiban végzett mérései alapján, a Magyarország feletti nitrogénvegyületek vertikális koncentráció eloszlását mutatta be.

A délutáni második szekció a „Nehézfémek és aeroszolok” címet viselte. Elsőként *Bozó László* és *Horváth Zsuzsa* a magyarországi légköri ólom- és kadmiummérleggel kapcsolatos kutatásaikról tartottak beszámolót. Ezután *Molnár Ágnes* és a debreceni ATOMKI munkatársai ismertették a légköri aeroszol elemi összetételének vizsgálatára vonatkozó tudományos eredményeket.

Az ülés második napján délelőtt *Mészáros Ernő* elnöklétével a szennyezőanyagok légkörből történő kikerülésével kapcsolatos kérdések szerepeltek a programban. Többek

között itt hangzott el *Baranka Györgyi* és *Szepesi Dezső* beszámolója, amely a légköri kén- és nitrogénvegyületek koncentrációjának és ülepedésének Európára vonatkozó vizsgálatával foglalkozott. Rendkívül újszerű és érdekes előadás hangzott el (*M. Gregori*) a száraz ülepedés modellezésével kapcsolatos kutatásokról.

Délután a légköri szennyezőanyagok mérésénél alkalmazott legújabb analitikai kémiai módszereket ismertették az előadók.

A kétnapos szeminárium végén a résztvevők megvitatták az együttműködés további lehetőségeit és konkrét megállapodások is születtek, például összehangolt terv ózommérések jövőbeli végzéséről.

A résztvevők megállapították, hogy a későbbiekben is rendkívül hasznos lenne hasonló kétoldali tudományos szemináriumok rendszeres megtartása.

Bozó L. – Molnár Á.

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 szemleecikkek 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:

Címreisz: 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 mun-papíron, a másodikhoz az eredeti ábrák másolatát kell csatolni. Az ábrák aláírásait külön lapon kell mellékelni. Fényképek fekete-fehér színben, fényes, kontrasztos minőségben nyújthatók be.

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

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

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

NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or 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 Arab numbers and provided on separate sheets together with relevant captions.

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

A szerkesztésért felel: dr. Mészáros Ernő

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.

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

Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285

Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223

Felelős kiadó: Németh Jenő vezérigazgató

89. 302., Állami Nyomda, Budapest

Felelős vezető: Mihalek Sándor igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329