

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

<i>Práger, T.</i> : Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére III.	249
<i>Belov, P. N. – Burcev, A. I.</i> : Műholdas hőmérséklet-szondázási adatok felhasználásának hatékonysága a geopotenciálmezők numerikus analízisében (orosz nyelven)	261
<i>Uszpenszkij, A. B.</i> : Rekurzív algoritmus izobárikus légrétegek középhőmérsékletének meghatározására a hosszúhullámú kisugárzás spektrális mérései alapján (orosz nyelven)	273
<i>Skoda, M. – Zikmunda, O.</i> : Felhőképek felhasználása a nedvességi mező pontosabb meghatározására az időjárás numerikus előrejelzésében (orosz nyelven) ...	279
<i>Kocsikova, P.</i> : Az áramlási mező jellemzőinek felhasználása a műholdadatok objektív analízisében (orosz nyelven) ..	287
<i>Károssy Cs.</i> : A napi hőmérsékleti szélsőségek együttes gyakorisági eloszlásának néhány jellemzője Magyarországon ...	292
Irodalom	303
Krónika	306

CONTENTS

<i>Práger, T.</i> : A hydrodynamical method for the forecasting of weather conditions with high degree of resolution in the Carpathian-basin	249
<i>Belov, P. N. – Burcev, A. I.</i> : Effectiveness of the use of satellite temperature sounding data in the numerical analysis of geopotential fields. (Russian Text) ..	261
<i>Uszpenszkij, A. B.</i> : Recurrent algorithm for the reconstruction of mean temperatures of isobaric layers on the basis of spectral measurements of outgoing IR radiation (Russian Text)	273
<i>Skoda, M. – Zikmunda, O.</i> : Use of cloud images for the improved determination of humidity fields in numerical weather prediction (Russian Text)	279
<i>Kocsikova, P.</i> : Use of the characteristics of the stream field in the objective analysis of satellite data (Russian Text) ..	287
<i>Károssy, Cs.</i> : Some characteristics of the simultaneous frequency distribution of the daily maximum and minimum temperatures in Hungary	292
Literature	303
Chronicle	306

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
JOURNAL OF THE METEOROLOGICAL SERVICE
OF THE HUNGARIAN PEOPLE'S REPUBLIC

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD:

AMBRÓZY P. (Budapest)	OKOLOWICZ, W. (Warszawa)
ANTAL E. (Budapest)	PASZINSKY, J. (Warszawa)
BESSEMOULIN, M. J. (Paris)	PÉCZELY GY. (Szeged)
BÖHME, W. (Potsdam)	RADINOVIĆ, D. (Beograd)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
ČADEŽ, M. (Beograd)	ŠAMAJ, F. (Bratislava)
DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi)	STEINHAUSER, F. (Wien)
GÖTZ G. (Budapest)	STELCZER K. (Budapest)
GULYÁS O. (Budapest)	SZEPESI D. (Budapest)
KONČEK, M. (Bratislava)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
LOGVINOV, K. (Kijev)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
MÁDE, A. (Halle/Saale)	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
NGUYEN-XIEN (Hanoi)	VITEK, V. (Praha)

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:

MÉSZÁROS E. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LÓRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office:

H-1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1. HUNGARY

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 83. évf. 5. szám, 1979. szeptember–október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83. No 5. Sep–Oct 1979 Budapest

Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére III.

PRÁGER TAMÁS, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest

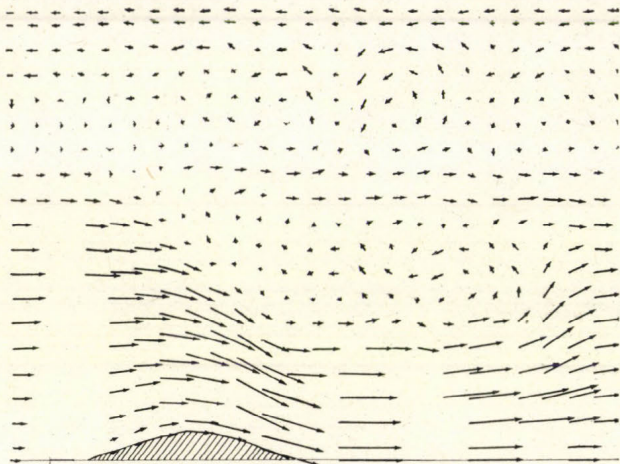
A hydrodynamical method for the forecasting of weather conditions with high degree of resolution in the Carpathian basin. In the finishing third paper of the series describing the forecasting method mentioned in the title above, we give a short resume of the results of the numerical experiments testing the divergent finite difference method developed for resolving the system of baroclinic primitive equations on the nested mesoscale grid, describe the outlines of the complete two-step telescoped prognostic model and the auxiliary algorithms in it: the ones for initialization and interpolation from the synoptic scale grid to the mesoscale one, finally we estimate the first experimental 24 hours numerical forecasts of the pressure field in the Carpathian basin, obtained by the application of the model. Here we demonstrate some characteristic pictures of two-layer quasistatic flow appearing above a sinusoidal mountain shape in the case of two different initial vertical wind profiles (the pictures were gotten in the numerical experiments testing the divergent scheme), as well as a 24 hours synoptic scale and a mesoscale telescoped forecast of the pressure field in a synoptically interesting weather situation.

*

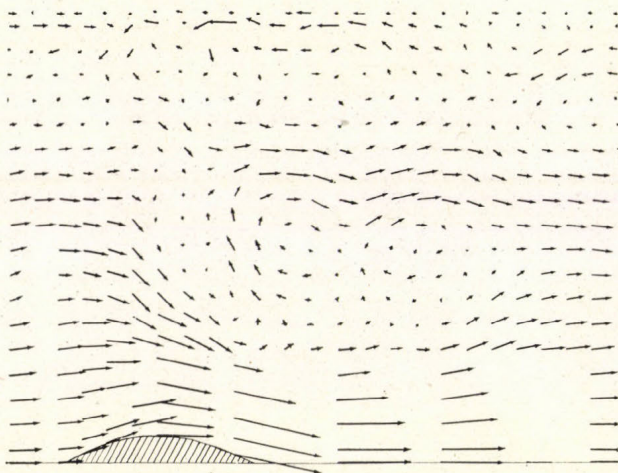
A fenti című cikksorozat harmadik, befejező részében röviden összefoglaljuk a kidolgozott mezoskálájú előrejelzési módszer tesztelése céljából végzett numerikus kísérletek eredményeit, vázlatosan ismertetjük a teljes, teleszkopizált előrejelzési modell felépítését és kiegészítő algoritmusait, végül értékeljük a modell felhasználásával készített első 24 órás kísérleti előrejelzéseket.

Már a bevezetésben célszerű néhány szót szólni a mezoléptékű hidrodinamikai előrejelzési modellben általunk alkalmazott, fontos szerepet játszó eljárásról: a *teleszkopizációról*. Minden numerikus előrejelzési modellben, amely a légkör hidro-termodinamikai egyenletrendszerének rácshálózaton, véges különbségek alkalmazásával történő megoldásán alapul, jelentős problémaként merül fel a horizontális határfeltételek megadásának kérdése. Míg vertikális irányban a hidro-termodinamikai egyenletek megoldásához viszonylag természetes határfeltételek kínálkoznak, ([1] (10a)–(12a)) addig vízszintes irányban fizikailag korrekt határfeltételeket találni nem lehetséges. Ennek az az oka, hogy a földi légkör koncentrikus gömbhéj alakú, azaz vízszintes irányban nem rendelkezik határfelülettel, így minden olyan határfeltétel-rendszer, melyet a légkör egy vízszintes irányban korlátos tartományának oldalsó határfelületein adunk meg, csak több-kevesebb pontatlansággal tudja közelíteni a légkör adott részén ténylegesen létrejövő áramlási viszonyok geometriáját. Ugyanakkor a jelenleg használt számítógépek memóriakapacitása és számítási gyorsasága még nem teszi lehetővé a prognózis-feladat megoldását az egész földgömbre, még szinoptikus sűrűségű ($\Delta s \approx 300$ km) rácshálózaton sem. Fizikailag leginkább megalapozott az a határfeltétel-rendszer, mely az északi és a déli félgömb

áramlási rendszereinek izoláltságát feltételezve az Egyenlítő síkját áthatolhatatlan falként modellezi. Ezekkel a határfeltételekkel jó minőségű félgömbi prognózisok készíthetők. Ha a hidro-termodinamikai egyenletrendszer numerikus integrálására csak félgömbnél kisebb tartományban van lehetőségünk, bármilyen a priori (előzetesen megadott) határfeltétel-rendszer a valóságtól jelentősen eltérő fizikájú modellt eredményez.



1. ábra: A nem-divergens LW-séma alkalmazásával kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után szinuszosidális kezdeti szélprofil esetén

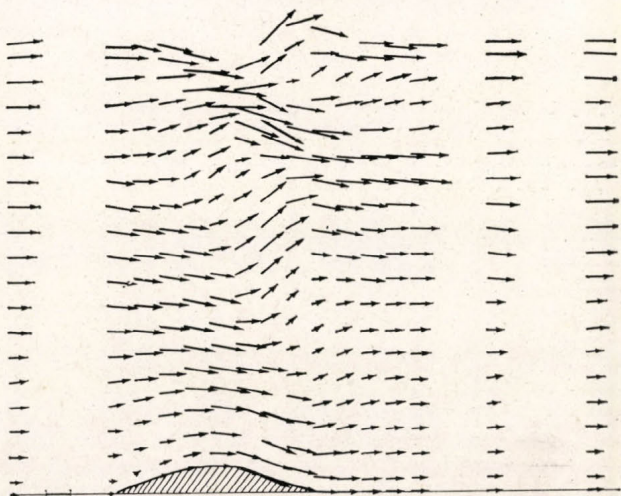


2. ábra: A divergens LW-séma alkalmazásával kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után szinuszosidális kezdeti szélprofil esetén

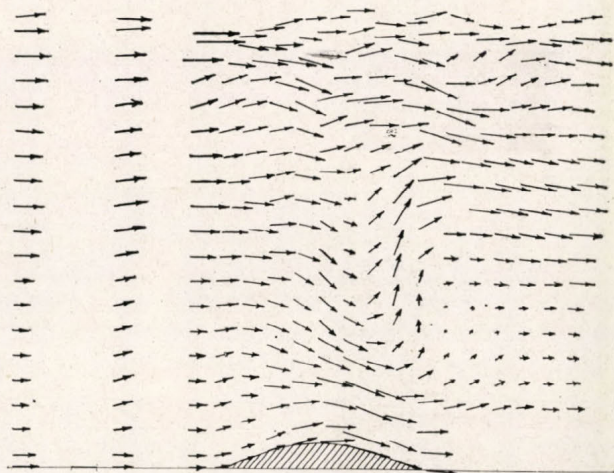
Viszonylag későn, 1968-ban merült fel az a gondolat (Hill [3]), hogy a korlátos előrejelzési tartományok oldalsó határfelületein hiányzó határfeltételeket egy nagyobb tartományban, ritkább rácshálózaton előzetesen elkészített hidrodinamikai prognózis alapján adjuk meg. Ez a későbbiekben igen értékesnek bizonyult ötlet szerzőjétől a rácsteleszkopizáció (grid-telescoping) nevet kapta. A rácsteleszkopizációs eljárás alkalmazása kétirányú fejlődést tett lehetővé. Egyrészt hozzájárult a szinoptikus felbontású rácshálózaton

készülő prognózisok pontosabbá tételéhez, ugyanis ezekben az a priori határfeltételeket durva ($\Delta s \approx 600-900$ km) felbontású rácshálózaton készített félgömbi előrejelzések interpolált eredményeivel lehetett helyettesíteni. Másrészt megnyitotta az utat hidrodinamikai prognózisok szinoptikusnál finomabb felbontású, medium- és mezoskálájú rácshálózatokon történő készítése előtt. Világítsuk meg a teleszkopizációs eljárás gyakorlati jelentőségét egy

3. ábra: A nem-divergens LW-séma alkalmazásával kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után lineáris kiindulási szélprofil esetén

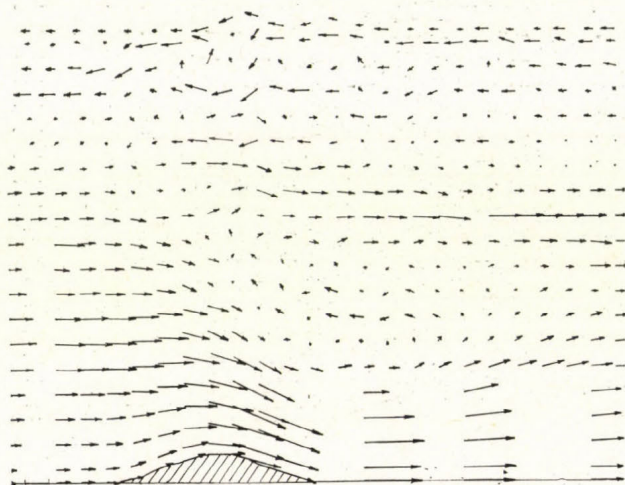


4. ábra: A divergens LW-séma alkalmazásával kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után lineáris kiindulási szélprofil esetén



példával. A szinoptikus felbontású hidrodinamikai prognózisokat az európai országokban általában a kontinens szinoptikus környezetét felölelő kb. 6000 km méretű tartományban szokták előállítani. Ha hasonló prognózist nem 300 km, hanem mezoskálájú, 50 km felbontású rácshálózaton akarunk előállítani teleszkopizáció alkalmazása nélkül (tehát az egész említett tartományban), akkor kb. $6^3 = 216$ -szor több műveletet kell végeznünk, mint az első esetben. Ha azonban két lépcsőben teleszkopizálunk, tehát először egy,

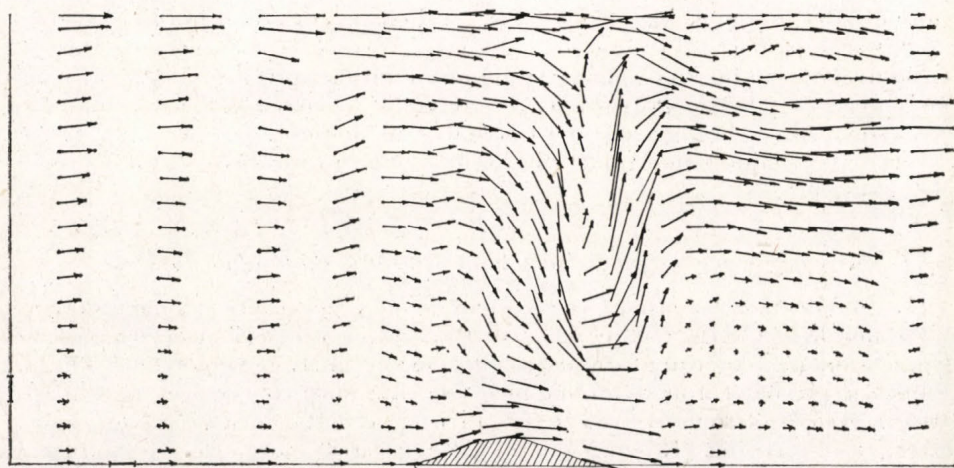
a bennünket érdeklő területet tartalmazó résztartományban 100 km felbontásra sűrítjük a rácshálózatot, majd ennek egy részén (mely a számunkra fontos területet még mindig tartalmazza) 50 km felbontású rácsot veszünk fel, úgy, hogy e három rács rácspontjainak száma megegyezzek, akkor a három lépcsőben megoldott feladat műveletigénye (az interpolációt nem számítva) még mindig csak $6 + 3 + 1 = 10$ -szerese lesz az eredeti feladaténak. (A fentiekben a Δt időlépcsőt a Δs rácsávolsággal arányosan kisebbítettnek tekintettük, s feltételeztük, hogy a három rács vertikális szerkezete azonos.)



5. ábra: A divergens LW-séma alapján, de a hőmérsékleti átrétegzés algoritmusának alkalmazása nélkül kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után szinuszoidális kiindulási szélprofil esetén. A hegyprofil feletti rácspontokban a felső szinteken jól látható a függőleges sebesség szintenkénti előjelváltása, ami a numerikus instabilitás jele

A teleszkopizációs eljárás nagy gyakorlati fontossága ellenére sem oldja meg a horizontális határfeltételekkel kapcsolatos összes elméleti problémát. Teleszkopizációs határfeltétel-megadás esetén is számolni kell a numerikus prognózisokban a horizontális határfelületek mentén megjelenő zavarokkal, melyeket „visszavert hullámoknak” is neveznek. Ezen zavarok keletkezése a teleszkopizált feladat kezdeti és határfeltételeinek eltérésére vezethető vissza. A finomabb felbontású rácshálózatot megadott kezdeti feltételek ui. olyan kis hullámhosszú mozgáskomponenseket is tartalmaznak, melyek a durvább rácson előállított numerikus prognózisból hiányoznak. Így e rövid hullámok „átkelését” a határfelületeken az interpolációval nyert határfeltételek nem képesek visszaadni, a hullámok a határfelületekről mintegy visszaverődnek. A visszavert rövid hullámhosszú (általában 2 rácsintervallum hosszúságú) hullámok szűrésére sokféle empirikus vagy félig empirikus eljárást dolgoztak ki. Az eljárások jelentős része az oldalsó határfelületek közelében mesterséges viszkozitást alkalmaz a visszavert hullámok elnyomására [4] [5]. Fizikailag lényegesen megalapozottabbak azok az eljárások, melyek az egyszerű szinuszoidális hullámok teljes átbocsátását biztosító határfeltételek megadásán alapulnak [6], [7]. Az eljárások legfejlettebb generációját az ún. hibrid eljárások alkotják, amelyeknél a határfeltételeket az előrejelzési tartomány belsejéből extrapolációval adják meg a határfelület azon részein, ahol a sebességvektor a tartományból kifelé mutat, míg a határfelület azon részein, ahol beáramlás észlelhető, a határfeltételeket a külső tartományban kapott megoldásból interpolálják. [8] [9].

Jelen modellben eltekintettünk ezen számításigényes eljárások alkalmazásától és a mezoléptékű teleszkopizált feladat megoldásához horizontális határfeltételekként a teljes határfelületen a szinoptikus rácson kapott prognózis interpolált eredményeit adtuk meg. Módszerünket elméletileg a Lax—Wendroff (LW)-séma [10] munkában igazolt azon előnyös tulajdonságával támasztottuk alá, mely szerint a séma segítségével kapott numerikus megoldásban a visszavert hullámok $O(\Delta t)$ nagyságrendben lecsengenek. A kísérleti prognózisok elméleti megfontolásainkat a gyakorlatban is igazolták.



6. ábra: A divergens LW-séma alapján, a $p = 100$ mbar-os szinten az $s=0$ felső határfeltétel alkalmazásával kapott áramlási kép 1800 időlépcső integrálás után lineáris kiindulási szélprofil esetén. A modellben leírt izentropikus felső határfeltétel megváltoztatása az áramlási kép erős módosulását eredményezi: jelentősen csökken a felső szabad határfelület perturbációja, ugyanakkor a belső szinteken a függőleges sebesség irreálisan nagy. Ezen felső határfeltétel inkorrekt-ségét az oldalsó határokon mutatkozó nagy „hullámvisszatükrözés” is jelzi

1. A divergens Lax—Wendroff-séma tesztelése

A cikksorozat első két cikkében részletesen ismertetett és regionális prognózis modellünkben a mezoléptékű feladat megoldására használt divergens LW-sémát kétdimenziós modell-feladat segítségével teszteltük. A feladat szinuszos profilú hegyhát környezetében kialakuló áramlási viszonyok modellezése volt. A modell-feladatban a primitív egyenletek kétdimenziós (x, σ) változatát oldottuk meg, a Coriolis-erő figyelembevétel nélkül, x -irányban 60, σ -irányában pedig 20 rácspontból álló rácshálózaton. Kiindulási adatokként x -irányban homogén potenciális hőmérsékleti és szélprofilokat adtunk meg. A kezdeti potenciális hőmérsékleti profilt az összes numerikus kísérletben 0,176 politrópia-együtthatójának választottuk a földfelszín és a 200 mb-os szint között, e felett a 100 mb-os szintig izoterm rétegződést adtunk meg, míg a 100 mb-os szint felett az ismertetett izentrop réteget tételeztük fel. Kétféle kiindulási vertikális szélprofilot adtunk meg, melyek egyike Kelvin-féle értelemben stabil, míg a másik instabil volt. Az első profil lineárisan növekedett a földfelszíntől ($u_0 = 10$ m/s) a 200 mb-os szintig, majd ettől felfelé konstans ($u_1 = 25$ m/s) volt. A második esetben nemcsak a szél nagysága, hanem az iránya is változott a magassággal, miközben a szélprofil

a földfelszíntől ($u_0 = 10$ m/s) a 200 mb-os szintig 15 m/s amplitudójú szinuszhullám $3/4$ hullámhossznyi részét írta le. 200 mb felett ebben az esetben is állandó ($u_1 = -5$ m/s) szelet tételeztünk fel. A feladat megoldásában az x -irányú deriváltak eltűnését biztosító horizontális határfeltételeket alkalmaztunk.

A kísérletek eredményeivel kapcsolatos emléleti következtetéseinket az első rész bevezetésében részletesen ismertettük. Itt az 1800 időlépcső numerikus integrálás után (ez $\Delta x = 10$ km ráctávolság esetén kb. 1 nap) kialakult áramlási képek közül a legérdekesebbeket tesszük közzé (1–6. ábra). A numerikus kísérletek kiértékelésekor „etalonként” a széles körben használt és 5000 időlépcsőig stabilis nem divergens LW-séma alkalmazásával kapott eredményeket használtuk [11]. Általánosan megállapítható, hogy a divergens séma a hegyhát mögött kialakuló bonyolult áramlási kép, a Kármán-féle örvénysor és a sebességi ugrás finomabb modelljét nyújtja, ugyanakkor konzervatív tulajdonsága miatt érzékenyebb a horizontális határfeltételek inkorrekttségére.

2. A teljes prognózis-modell felépítése és a kisegítő algoritmusok

Regionális mezoskálájú előrejelzési modellünk szerkezetét időmegtakarítás végett mindössze kétlépcsősre választottuk. Az első lépcsőben az előrejelzési egyenleteket (a σ -koordinátarendszerben felírt primitív egyenleteket) 300 km felbontású rácshálózaton oldottuk meg; egy, az európai térséget tartalmazó olyan nagyságú tartományban, hogy a tartomány határaitól visszaverődő lassú terjedésű zavarok (Rossby-hullámok) a 24 írás előrejelzési periódusban még ne befolyásolják az európai térségre adott prognózist. A második lépcsőben a közép-európai térséget magában foglaló kb. 1500 km oldalhosszúságú négyzet alakú tartományban 50 km felbontású rácshálózaton oldottunk meg az előrejelzési egyenleteket, határfeltételekként az első lépcsőben kapott prognózis eredményeit felhasználva. A mezoléptékű prognózis kezdeti feltételeit – más adatok hiányában – szintén a szinoptikus rácsról történő interpolációval nyertük. A 300 km felbontású háttér-prognózisok előállításánál az általánosan elterjedt *Berkofsky–Bertoni*-féle [12] simított topográfiai adatokat használtuk, míg a teleszkopizált prognózisok esetében finomabb szerkezetű, szubjektív eljárással simított domborzattal számoltunk. A prognózisokat az északi félgömbnek a SZU Hidrometeorológiai Szolgálatánál rendszeresített polár-sztereografikus projekciójú térképén (vetítősík a 60°É szélességi kör síkja) állítottuk elő, az ugyancsak ott bevezetett 57×57 -es négyzet alakú rácshálózat segítségével, melynek $+x$ -tengelyét a 135°K hosszúsági vonal, míg $+y$ -tengelyét a 135°Ny hosszúsági vonal (ezek a térképen egymásra merőleges egyenesek) jelöli ki, ráctávolsága pedig (a vetítősíkon) $l = \sqrt{2} (1 + \sqrt{3}/2) R/56$, ahol R a közepes fűldsugár. Független irányban 12σ -szinten oldottuk meg az előrejelzési egyenleteket, melyekből 8 a troposzférában, 3 pedig a sztratoszférában helyezkedett el, egy szintet a sztratoszféra felett feltételezett számítási izentropikus réteg modellezésére használtunk fel. A modell bemenő adataiként csupán 8 standard izobárfelület magasságának (AT 1000, AT 850, AT 700, AT 500, AT 400, AT 300, AT 200, AT 100) objektív analízissel nyert értékeit használtuk fel a fent említett rácshálózat pontjaiban. A geopotenciál-mező objektív analízisének a SZU Hidrometeorológiai Központjában használt algoritmusát vettük át [12], amely az optimális interpoláció [13] módszerén alapul.

A modell teljes numerikus előrejelzési folyamata a következő egymást követő logikai lépésekre bontható:

1. inicializációs lépés: az u , v szélkomponensek, a Θ potenciális hőmérséklet és a p nyomás kezdeti értékeinek előállítása a modell σ -szintjein a Φ geopotenciál értékek alapján.
2. háttér-prognózis lépés,
3. interpolációs lépés: a mezoskálájú prognózis kezdeti és határfeltételeinek előállítása,
4. teleszkopizált mezoskálájú prognózis lépés.

Az inicializációs lépés kétféle számítási folyamatot tartalmaz. A nyomás és a potenciális hőmérséklet σ -szintekhez tartozó értékeinek előállítására a rácspontként adott 8–8 geopotenciál-értéken keresztül a $P = p^{R/c_p}$ változó szerint harmadrendű közelítő függvényt, ún. *spline*-t fektetünk végig. (A harmadrendű, v. köbös spline bármely két szomszédos izobárszint között harmadfokú polinom, és ezek a polinomok az izobárszinteken másodrendben folytonosan kapcsolódnak össze.) A közelítő spline formulájából állítjuk elő az ismert Φ_0 geopotenciálú földfelszíni pontban a légnyomás értékét, és ebből már – a nyomásnak a σ -koordinátától való lineáris függése miatt – a belső σ -szintek nyomásértékeit is meg tudjuk határozni. A hidrosztatikai egyenlet alapján a Θ potenciális hőmérséklet a Φ geopotenciál P változó szerinti deriváltjának $-1/c_p$ -szerese:

$$\Phi_P = \Phi_p \cdot \left(\frac{dP}{dp} \right)^{-1} = -R\Theta p^{-c_v/c_p} \cdot \frac{c_p}{R} p^{c_v/c} = -c_p\Theta, \quad (1)$$

így az egyes σ -szintekhez tartozó Θ -értékeket a Φ értékeken keresztül fektetett spline numerikus differenciálásával könnyen megkaphatjuk. Az u , v sebességkomponensek értékeit a 8 izobárfelület mindegyikén a geopotenciálmező alapján a gradiens (geociklostrofikus) szél formulájából számítjuk ki:

$$\begin{aligned} \Phi_x \cos \alpha + \Phi_y \sin \alpha &= 0, \\ V^2/r + fV &= \sqrt{\Phi_x^2 + \Phi_y^2}, \end{aligned} \quad (2)$$

ahol α a gradiens szélnek az x -tengellyel bezárt szöge, V pedig a szélvektor hossza: $u = V \cos \alpha$, $v = V \sin \alpha$, f a *Coriolis*-paraméter, r pedig a szóbanforgó rácsponton áthaladó izobár görbületi sugara.

Ez utóbbi kiszámítása a modellben az izobárfelület és felületi görbéje, az említett izobár másodrendű közelítése alapján történik, amelyet az izobárfelületnek a rácspont körül vett Taylor-sorfejtése biztosít. A görbületi sugár szinguláris értékei esetén a geosztrofikus szél formulájával számolunk. A szélkomponensek 8 izobárfelületen kapott értékeit a σ -felületekre lineáris interpolációval visszük át.

A háttér-prognózis lépésben a számítási idő megtakarítása céljából a primitív egyenletek numerikus integrálására a jóval egyszerűbb nemdivergens LW-sémát használjuk.

Az interpolációs lépés is két elkülönülő részből áll. Az egyik az 50 km felbontású regionális előrejelzés kiindulási adatainak előállítása az inicializációs lépésben szinoptikus rácson kapott kiindulási adatok x - és y -koordináták szerinti interpolációjával. (Mivel a háttér-prognózis és a regionális prognózis

rács-hálózatainak függőleges szerkezetét azonosnak választottuk, az adatokat a σ -koordináta szerint nem kellett interpolálnunk.) Az interpolációt a rácsok felbontásának viszonylag nagy (6-szoros) eltérése miatt harmadrendű pontosságig végezzük, szintén köbös spline-ok segítségével. Először harmadrendű spline-ok segítségével az x -koordináta irányában interpolálunk, majd a mezoléptékű rács azon pontjain keresztül, amelyekben ily módon már értelmeztük az u , v , θ és p függvények kezdeti értékeit, az y -koordináta irányában fektetünk keresztül köbös spline-okat. Az interpolációs szakasz második részét a háttér-prognózis eredményeinek a regionális előrejelzési tartomány oldalsó határfelületein térben és időben végrehajtott interpolációja alkotja. A térbeli interpolációt, azaz a prognózis-eredményeknek a határfelületen a szinoptikus rácsról a mezoléptékű rácsra való átvitelét szintén (x - vagy y -koordináta szerinti) köbös spline-okkal végezzük. Az időbeli interpolációt 24 órás prognózis esetén 4 adategyüttes (az u , v , θ és p függvények értékei a teljes oldalsó határfelületen a mezoléptékű rács pontjaiban) felhasználásával végezzük. Ezek az adategyüttesek: a kiindulási adatok, valamint a 8 órás, a 16 órás és a 24 órás háttér-előrejelzések eredményei. Az adategyüttesek között az idő szerint lineárisan interpolálunk, és a teleszkopizált előrejelzés minden időlépcsőjében az interpolációs egyenes megfelelő $n\Delta t$ pontjához tartozó értékeket vesszük figyelembe.

A teleszkopizált prognózis-feladatot a részletesen ismertetett divergens Lax–Wendroff-séma alkalmazásával oldjuk meg. Mivel a háttér- és a teleszkopizált prognózis során felhasznált LW-sémák explicitek, az alkalmazható időlépcső maximális hosszát a sémák stabilitási kritériuma (a Courant–Friedrichs–Levy-féle feltétel [14]) szabja meg. A stabilitási kritériumnak megfelelő maximális időlépcsőt használtuk mindkét prognózis-feladat megoldásánál, ez a háttér-prognózis esetében 12 perc, míg a teleszkopizált feladatonál 6-szor kevesebb, 2 perc volt. A teljes prognózis-modell futási ideje BESZM-6 típusú számítógépen 24 órás prognózis esetén 220 perc volt. (A modell számítógépi programjainak optimalizálása még nem lett végrehajtva.)

3. Az első kísérleti előrejelzések értékelése

A kidolgozott modell alapján az 1978-as év első 6 hónapjában 12 alkalommal 24 órás kísérleti előrejelzéseket végeztünk a Szovjetunió Hidrometeorológiai Központja BESZM-6 típusú számítógépének felhasználásával. A kísérletek célja a modell egészének „éles”, gyakorlati körülmények között történő kipróbálása, az alap- és kiegészítő algoritmusok munkájának összehangolása volt. A kapott prognózisok minőségét néhány statisztikai mérőszám kiszámításával ellenőriztük. Minthogy a modell bemenő adatai a standard izobárfelületek geopotenciál-értékei voltak, a statisztikai kiértékelést ugyancsak a geopotenciál-mező 24 órás prognózisára végeztük el. Csakúgy, mint a teleszkopizált prognózis kezdeti feltételeinek megállapításánál, a kiértékelésnél is nehézséget okozott a geopotenciál-mező mezoléptékű (50 km felbontású) szerkezetét tükröző adatok hiánya. Ezért azt a megoldást választottuk, hogy a háttér- és a teleszkopizált prognózisokat is a 24 órával későbbi szubjektív kiértékelésű szinoptikus térképekkel hasonlítottuk össze. A 12 előrejelzésből álló kísérlet sorozat végrehajtása közben a modellen semmiféle lényeges változtatást nem hajtottunk végre, ezért a kapott prognózisok minőségének statisztikai mérőszámai egyben a modell előnyös és hátrányos

tulajdonságaira is engednek következtetni, ugyanakkor a kísérletek viszonylag kis száma miatt ezeket az adatokat még nem lehet véglegesnek tekinteni.

A geopotenciál-mező prognózisai három statisztikai mérőszámát állítottuk elő a modellbeli nyolc standard izobárfelületen. Ezek a következők voltak:

1. a prognózis előjel-korrelációja — ϱ

$$\varrho = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{sign}(\Delta\Phi_{i \text{ prog}}) \cdot \text{sign}(\Delta\Phi_i)$$

2. a prognózis relatív hibája — ε

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\Delta\Phi_{i \text{ prog}} - \Delta\Phi_i| \cdot \left(\sum_{i=1}^n |\Delta\Phi_i| \right)^{-1}$$

3. a prognózis korrelációs együtthatója — R

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta\Phi_{i \text{ prog}} \left(\sum_{i=1}^n \Delta\Phi_{i \text{ prog}}^2 \right)^{-\frac{1}{2}} \left(\sum_{i=1}^n \Delta\Phi_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\left(\sum_{i=1}^n \Delta\Phi_{i \text{ prog}}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \left(\sum_{i=1}^n \Delta\Phi_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}}$$

ahol $\Delta\Phi_i$ az i -edik rácspontbeli megváltozást jelenti, az összegzés pedig a teljeszkopizált tartományba eső rácspontokra történik.

Az I. táblázatban az AT 1000, AT 500 és AT 200 abszolút topográfiai mezoskálájú prognózisainak közepes statisztikai mérőszámait közöljük, melyeket a 12 kísérletben kapott mérőszámok átlagolásával nyertünk. A számok mellett zárójelben a háttér-prognózisok azonos statisztikai mérőszámait adjuk meg.

I. TÁBLÁZAT

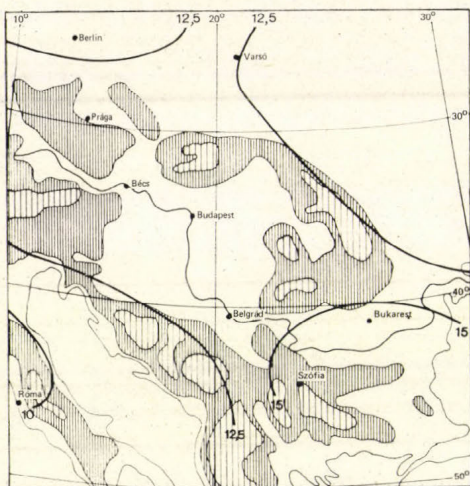
A prognózisok statisztikai mérőszámai

	AT1000	AT500	AT200
Előjel-korreláció	0,78 (0,62)	0,81 (0,076)	0,77 (0,79)
Relatív hiba	0,60 (0,75)	0,55 (0,61)	0,63 (0,67)
Korreláció	0,83 (0,64)	0,88 (0,82)	0,84 (0,78)

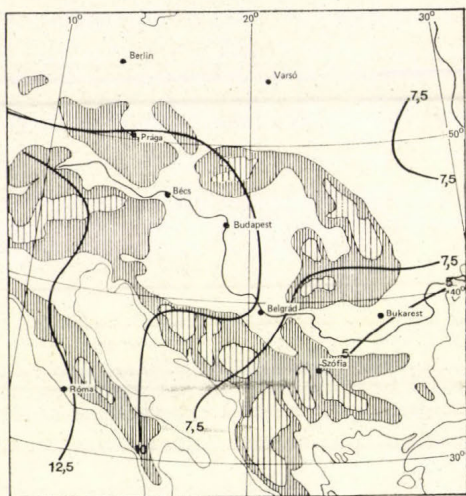
A táblázatban összefoglalt eredményekkel kapcsolatban a következőket célszerű megjegyezni:

- A kapott átlagos statisztikai mérőszámok a középső és a felső troposzférában alapvetően megegyeznek a primitív egyenletek megoldásával készült szinoptikus skálájú előrejelzéseknek a nemzetközi szakirodalomból ismert hasonló karakterisztikáival. [15].
- Szembevetően a mezoléptékű rácson készített regionális előrejelzések minőségének javulása az alsó troposzférában. Ez arra vezethető vissza, hogy ebben a tartományban jóval gyakoribbak a nagyfrekvenciájú mozgásfajták, jellemző az erősen tagolt áramlási kép, melyet csak a mezoskálájú rácson lehet kielégítő pontossággal leírni.
- A prognózisok minőségének az alsó troposzférában tapasztalható nagymértékű javulását tekinthetjük a regionális mezoskálájú modell alkalmazása legfontosabb gyakorlati eredményének. Ugyanakkor meg kell je-

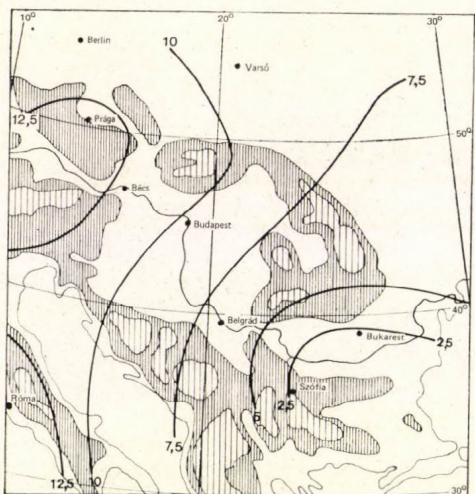
gyezni, hogy azokban az esetekben, amikor a háttér-prognózis nem adott kielégítő eredményt a középső és a felső troposzférában, a teleszkopizált feladat megoldása sem volt képes lényegesen javítani az alsó troposzféra nyomási mezejének prognózisát.



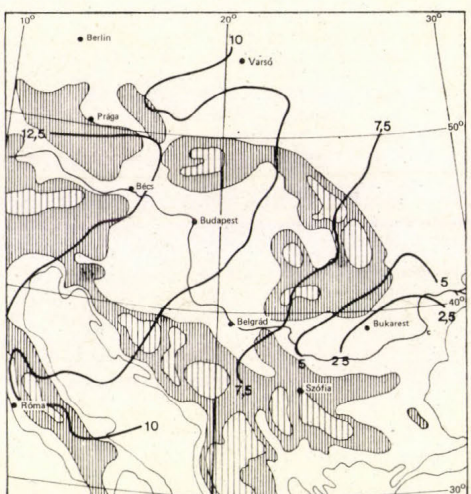
7. ábra: Földfelszíni légnyomási térkép 1978. június 21. 00 GMT-kor a teleszkopizált előrejelzés térségében



8. ábra: A földfelszíni légnyomás 24 órás háttér-előrejelzése a teleszkopizált előrejelzés térségére



9. ábra: A földfelszíni légnyomás 24 órás teleszkopizált előrejelzése

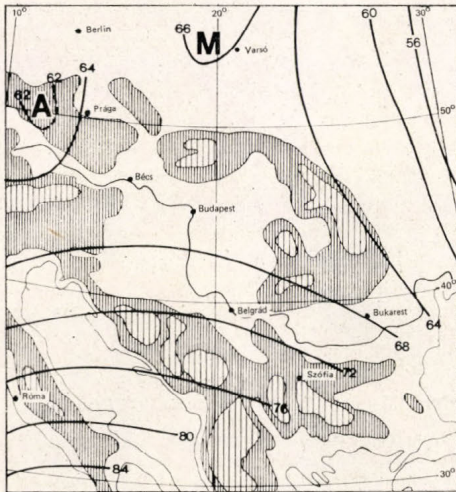


10. ábra: Földfelszíni légnyomási térkép 1978. június 22. 00 GMT-kor a teleszkopizált előrejelzés térségében

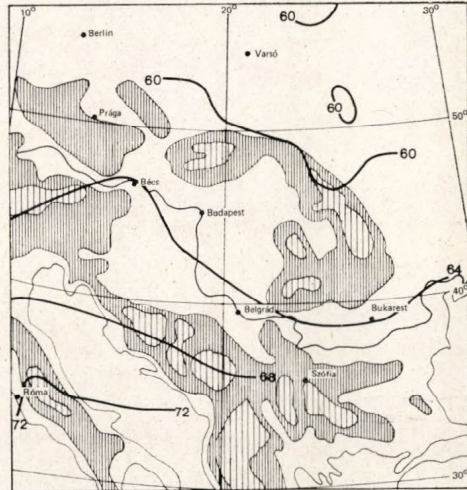
Végül közöljük a földfelszíni légnyomás-mező és az 500 mb-os felület magassága 1978. június 21-én a modell segítségével készített 24 órás előrejelzésének eredményeit. Ezen prognózis eredménye kiemelkedően jónak mondható, ami azért is érdekes, mert az adott napon a Kárpát-medencében a nyo-

mási mező jelentős átrendeződése ment végbe egy mediterrán ciklon átvonulásával kapcsolatosan.

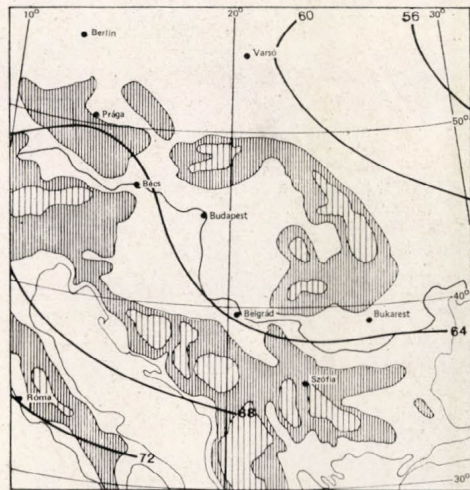
Az 1978. június 21. 00 GMT-kor fennálló időjárási helyzetet rögzítő földfelszíni nyomástérképen az Apennini-félsziget és az Adriai-tenger felett



11. ábra: AT 500 topográfiai térkép 1978. június 21. 00 GMT-kor a teleszkopizált előrejelzés térségében



12. ábra: Az AT 500 topográfia 24 órás teleszkopizált előrejelzése



13. ábra: AT 500 topográfiai térkép 1978. június 22. 00 GMT-kor a teleszkopizált előrejelzés térségében

egy több-központú sekély minimum látható, amely az AT-500 topográfiai térképen csak az izohipszák csekély horpadásaként jelenik meg. A jelzett objektum a nap folyamán gyors mozgással áthelyeződött északkeleti irányban, miközben intenzitásából fokozatosan veszített, míg az 1978. június 22. 00 GMT-nek megfelelő földfelszíni nyomástérképen már nem volt észlelhető. A 6 óránként készített szinoptikus analízisek megerősítik, hogy az adott napon

mindössze 12–18 óra alatt végbement egy gyors mozgású „genovai” ciklon teljes fejlődésű ciklusa a kialakulástól a feltöltődésig. Ugyanezen a napon – valószínűleg a nyomási mezőben jelentéktelen genovai ciklon hőmérsékleti és nedvesség-advekciónál kapcsolatosan – a Balkán-félsziget felett elhelyezkedő sekély minimum jelentősen kimélyült. Míg a földfelszíni nyomási mező 24 órás háttér-előrejelzése (8. ábra) csak a végbemenő folyamat jellegét (a genovai ciklon feltöltődését és a Balkán-félsziget feletti ciklon megerősödését) tükrözi helyesen, addig a teleszkopizált előrejelzés (9. ábra) helyes képet ad az izobárok lefutásáról, a frontfelület elhelyezkedéséről is, ami megerősíti, hogy teleszkopizációval az előrejelzés fázishibája a földfelszínen is csökkenthető. Az AT 500 topográfia 24 órás teleszkopizált előrejelzésének (11. ábra) és a földfelszíni nyomásmérő teleszkopizált előrejelzésének statisztikai mérőszámai ebben az esetben csak jelentéktelenül tértek el egymástól.

A bemutatott előrejelzés azt is jól illusztrálja, hogy az alkalmazott divergens számítási módszert, amely a teleszkopizált előrejelzési tartományban elhelyezkedő légtömeg teljes anyag-, impulzus- és energiatartalma felett biztosít tökéletes ellenőrzést, hatékonyan egészíti ki az alkalmazott egyszerű teleszkopizációs technika, a prognosztikai változóknak a teljes oldalsó határfelületen (spline-) interpolációval történő megadását. A (10)-ben közölt eredményekkel összhangban a 24 órás teleszkopizált prognózisokban, (ahol a szükséges időlépcsők száma szinoptikus rácsalázaton készített 6 napos előrejelzés időlépcső-számának felel meg) nem lépett fel nemlineáris instabilitás, és az oldalsó határfelületeken az előrejelzés első 6 órájában jelentkező gyenge visszavert hullámmozgás nem terjedt a két szélső rácspont-sornál beljebb, majd ott is fokozatosan lecsillapodott. Ezzel beigazolódott az a feltevésünk, hogy helyesen megválasztott számítási és teleszkopizációs módszer esetén még jelentős (6-szoros) rács-távolság-eltérés esetén is elkerülhető az empirikus simítási technikák alkalmazása a 24 órás teleszkopizált prognózisokban.

IRODALOM

- [1] *Práger T.*: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére. I. Időjárás, 82. No. 4. pp. 200–210. 1978.
- [2] *Práger T.*: Hidrodinamikai módszer a Kárpát-medence időjárásának finomfelbontású előrejelzésére. II. Időjárás, 82. No. 5; pp. 263–275. 1978.
- [3] *Hill G. E.*: Grid telescoping in numerical weather prediction. J. Appl. Met. Vol. 7. pp. 29–38. 1968.
- [4] *Bushby F. H., Timpson M. S.*: 1A 10-level atmospheric model and frontal rain. Quart. J. Roy. Met. Soc. Vol. 93. pp. 1–17. 1967.
- [5] *Davies H. C.*: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. Quart. J. Roy. Met. Soc. Vol. 102. pp. 405–418. 1976.
- [6] *Orlansky I.*: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. J. Comp. Phys. Vol. 21. pp. 251–269. 1976.
- [7] *Perkey D. J., Kreitzberg C. W.*: A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation forecasts. Mon. Wea. Rev. Vol. 105. pp. 744–755. 1976.
- [8] *Elvius T., Sundström A.*: Computationally efficient schemes and boundary conditions for a fine-mesh barotropic model based on the shallow-water equations. Tellus. Vol. 25. pp. 132–156. 1973.
- [9] *Miyakoda K., Rosati A.*: One-way nested grid models: the interface conditions and numerical accuracy. Mon. Wea. Rev. Vol. 106. pp. 1092–1107. 1977.
- [10] *Пекелис Е. М.*: К вопросу о решении задачи Коши в конечных разностях. Труды Гидрометцентра СССР. вып. 151. стр. 43–64. 1974.
- [11] *Прессман Д. Я.*: Расчеты обтекания хребта квазиэстатическим двухслойным потоком. Труды Гидрометцентра СССР. вып. 1893. стр. —12. 1978.
- [12] *Berkofsky L., Beckwith R. A.*: Mean topographic charts for the entire Earth. Bull. Amer. Met. Soc. Vol. 36. No. 7. pp. 350–354. 1955.
- [13] *Багров А. Н., Белоусов С. Л., Тарнопольский А. Г.*: Схема объективного анализа полей давления, барической тенденции, температуры и точки росы по данным синоптической сети станций. Труды Гидрометцентра СССР. вып. 91. стр. 58–76. 1972.
- [14] *Гандин Л. С.*: Объективный анализ метеорологических полей. Гидрометиздат, Ленинград. 1963.
- [15] *Courant R., Friedrichs K. O., Levy H.*: Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. Math. Ann. Vol. 100. ss. 32–48. 1928.
- [16] *Shuman F. G., Hovermale J. B.*: An operational six-layer primitive equation model. J. Appl. Met. Vol. 7. pp. 525–547. 1968.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 83. évf. 5. szám. 1979. szeptember—október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83. No 5. Sep—Oct 1979 Budapest

Эффективность использования данных дистанционного температурного зондирования атмосферы со спутников в численном анализе полей геопотенциала

БЕЛОВ П. Н. — БУРЦЕВ А. И., Государственный научно-исследовательский центр изучения природных ресурсов, Москва

Műholdas hőmérséklet-szondázási adatok felhasználásának hatékonysága a geopotenciálmezők numerikus analizisében. A cikk azoknak a kísérleteknek az eredményeit elemzi, amelyeket az abszolút és a relatív geopotenciál-mező numerikus analizise terén végeztek az északi félgömb légkörének több szintjére vonatkozóan. A szerzők arra a következtetésre jutnak, hogy a műhold-adatok szerepe a numerikus analizisből nyert geopotenciál-értékekben jelentős az olyan területek felett, ahol az aerológiai állomáshálózat ritka.

*

Effectiveness of the use of satellite temperature sounding data in the numerical analysis of geopotential fields. The paper reviews the results of the experiments in numerical analysis of the geopotential and thickness fields involving several levels in the atmosphere over the Northern Hemisphere. The authors come to the conclusion that the contribution of the satellite data to the geopotential values resulting from the numerical analysis is significant in areas where the network of upper-air stations is sparse.

*

Кратко излагается методика пространственно-временного численного анализа полей геопотенциала. Приводятся и обсуждаются результаты проведенных экспериментов по численному анализу полей абсолютного и относительного геопотенциала нескольких уровней и слоев на северном полушарии. Делается заключение о том, что вклад данных со спутников в значения геопотенциала, получаемые в результате численного анализа, в районах с редкой сетью аэрологических станций является значительным.

Данные дистанционного температурного зондирования атмосферы со спутников нашли широкое применение в численном анализе метеорологических полей [3—7, 9—13, 15, 17, 18, 20—28]. Однако эффективность этого применения изучена недостаточно. В настоящей работе этот вопрос рассматривается на основе целенаправленных экспериментов по численному анализу полей абсолютного и относительного геопотенциала разных уровней и изобарических слоев.

1. Методика пространственно-временного численного анализа полей геопотенциала

Эта методика была изложена в статьях [4—7, 9, 10]. В основных чертах она сводится к следующему. Поле абсолютного или относительного геопотенциала $H(x, y)$ каждого из анализируемых уровней в мо-

мент времени численного анализа представляется в виде алгебраического полинома второй степени, коэффициенты которого находятся методом наименьших квадратов (I), исходя из условия минимума выражения:

$$\sum_{k=1}^N g_k [H_k(x_i, y_i, t_a) - H_k]^2, \quad (1)$$

где H_k — значения H в точках плоскости (x_i, y_i) в моменты времени t_a , $H_k(x_i, y_i, t_a)$ — значения H в указанных точках плоскости, получаемые в результате представления поля с помощью полинома, N — число используемых значений H_k , $g_k = g_{is}$ — веса, с которыми величины H_k входят в сумму (1) и о которых будет сказано далее.

В качестве величин H_k берутся аэрологические данные в момент численного анализа t_a и данные, полученные в результате дистанционного зондирования атмосферы со спутников. В случае, если для интерполяции в данный узел сетки таких данных оказывается недостаточно, то используются еще данные «предварительного» поля. В качестве таких данных берутся либо климатические данные, либо результаты численного анализа за предыдущий срок, либо результаты прогноза на срок численного анализа.

Для интерполяции в каждый конкретный узел сетки вначале отбираются все данные (аэрологические, спутниковые и т. д.), входящие в квадрат со стороной $6 \delta s$, где δs — шаг сетки с центром в данном узле. Далее из всех выбранных значений H_k оставляется лишь 8—12 значений. Выбор этих последних производился таким образом, чтобы они располагались равномерно относительно узла сетки.

Несинхронные данные со спутника предварительно приводятся к времени численного анализа с помощью прогноза по гидродинамической модели атмосферы.

Веса g_k ставятся в зависимость от ошибки измерений $\tilde{\delta}$, ошибки, возникающей при приведении несинхронных данных к единому сроку по прогнозу $\tilde{\delta}$, и расстояния τ между узлом сетки и точкой, в которой берется значение H_k . Эта зависимость задается в виде

$$g_k = \frac{1}{\sqrt{\sigma_{is}^2 + K^2 (i + \alpha \tau_i^4)^2}}, \quad (2)$$

$$\sigma_{is} = \sqrt{\hat{\sigma}_i^2 + \hat{\sigma}_{is}^2}, \quad (3)$$

α и K — коэффициенты, получаемые эмпирическим путем.

Как видно из соотношений (2) и (3), для расчета веса используемого значения H_k необходимо иметь оценку ошибки этой величины. Если H_k есть результат измерений в срок численного анализа, то в качестве $\hat{\sigma}$ принимается величина ошибки данного измерения.

В табл. I приведены величины ошибок аэрологических измерений температуры и высот изобарических поверхностей на разных уровнях [16], а в табл. II — ошибки определения средней температуры и толщин отдельных изобарических слоев по спутниковым данным [26].

В случае несинхронных данных, как это следует из соотношения (3), для определения веса g_k необходимо еще знать ошибку прогноза $\hat{\sigma}$ за интервал времени между сроками анализа и наблюдений. Последняя может быть оценена лишь приблизительно применительно к конкретной используемой прогностической модели. Если же несинхронные данные к единому сроку не приводятся, то в качестве $\hat{\sigma}$ принимается величина возможной фактической изменчивости метеорологического элемента за указанный интервал времени.

ТАБЛИЦА I

Ошибки аэрологических измерений геопотенциала и температуры воздуха для стандартных высот

Стандартная высота, км	1	5	10	15	20	25	30
Ошибка измерения: геопотенциала, дам	0,3	0,6	1,5	3,2	4,7	6,2	8,0
температуры, К	0,4	0,7	0,9	0,9	1,0	1,2	1,9

ТАБЛИЦА II

Среднеквадратические ошибки толщин изобарических слоев ($\sigma_{\Delta H}$) и средней температуры этих слоев (σ_T), полученных по спутниковым данным

Изобарический слой, мбар	850—1000	700—850	500—700	400—500	300—400	250—300	200—250	150—200	100—150
$\sigma_{\Delta H}$, дам	1,3	1,4	2,1	1,3	1,8	1,2	1,6	2,2	3,3
σ_T , К	2,8	2,5	2,2	2,0	2,2	2,3	2,4	2,6	2,8

Наконец, в случае использования климатических данных задается величина среднеквадратического отклонения соответствующего значения H от «нормы». Такие оценки можно найти в климатических справочниках, например, в [2].

Изложенная методика была реализована на ЭВМ в трех вариантах. В первом из них (одноуровневая модель) проводился численный анализ изобарической поверхности 500 мбар. Приведение несинхронных спутниковых данных к сроку численного анализа производилось на основе баротропной прогностической модели атмосферы М. С. Фукса—Рабиновича [19].

Во втором варианте (многоуровневая модель) анализировались поля абсолютного геопотенциала шести изобарических поверхностей: 1000, 850, 700, 500, 300 и 100 мбар [7]. Приведение спутниковых несинхронных данных к сроку численного анализа производилось с помощью прогноза по прогностической модели Л. В. Берковича [8].

В третьем варианте (многослойная модель) анализировались поля относительного геопотенциала $H_{\frac{850}{1000}}$, $H_{\frac{700}{1000}}$, $H_{\frac{500}{1000}}$, $H_{\frac{300}{1000}}$ и $H_{\frac{200}{1000}}$ (Такие данные по наблюдениям со спутника передаются по коду SATEM

[14]. В этом варианте приведение несинхронных данных к единому сроку не производилось, а для учета несинхронности данных в соотношении (3) вместо величины $\hat{\sigma}_{18}$ бралась величина изменчивости H за время между сроками численного анализа и измерений со спутника.

Во всех трех вариантах квадратная сетка точек с центром в северном полюсе охватывала практически все северное полушарие.

2. Результаты численных экспериментов

Перейдем теперь к описанию проведенных численных экспериментов, направленных в основном на исследование эффективности включения в анализ данных, получаемых по измерениям со спутников. Прежде всего речь идет о величинах вкладов данных со спутников в значения геопотенциала в узлах сетки, получаемые в результате пространственно-временного численного анализа. Затем частично пойдет речь и о вкладе данных со спутников в прогностические значения геопотенциала.

Начнем с результатов численного анализа по одноуровневой схеме (4—6). Основным эксперимент заключался в проведении численных анализов, выполняемых по одним и тем же аэрологическим данным, но в одном случае при включении данных со спутников, а в другом — без них, и сопоставлении полученных результатов между собой. Расчеты производились по данным четырех синоптических ситуаций за июль и ноябрь 1973 г. при использовании данных H_{500} , получаемых по измерениям со спутника NOAA—2.

ТАБЛИЦА III

Среднеарифметические (α) и среднеквадратические (σ) величины разностей численных анализов H_{500} , выполненных с использованием и без использования спутниковых данных

Район	число узлов	α дам	σ дам
Тихий и Атлантический океаны	4004	—1,5	4,8
Восточная часть Тихого океана	1653	—1,3	6,3
Западная часть Тихого океана	1262	—1,7	4,7
Атлантический океан	1089	—1,7	2,8

ТАБЛИЦА IV

Результаты сравнения численных прогнозов геопотенциала, рассчитанных с использованием и без использования спутниковых данных

Численный прогноз на сутки	1-е	2-е	3-и
Средняя абсолютная ошибка прогнозов (дам) с использованием (под чертой) и без использования (над чертой) спутниковых данных	$\frac{4,2}{3,3}$	$\frac{5,5}{4,5}$	$\frac{5,8}{4,8}$

Сопоставление анализов, выполненных двумя способами, показало, что в районах, хорошо освещенных аэрологическими данными, результаты анализа идентичны. Различия имели место главным образом над океанами, причем наибольшее различие отмечалось над районами, где аэрологические станции отсутствуют полностью. Сказанное хорошо иллюстрируется данными *табл. III*, где приведены средние (*a*) и среднеквадратические (*b*) величины разностей численных анализов для океанических районов в целом (всего 4004 узла сетки) и для отдельных океанов и их частей. Видно, что величина *b* для Тихого и Атлантического океанов составляет 4,8 дам, в то время как для восточной части Тихого океана она составляет уже 6,3, а для Атлантического океана — всего 2,8 дам.

Результаты численного анализа, выполненные с использованием и без использования спутниковых данных для указанных четырех ситуаций, были использованы в качестве начальных данных для прогноза на 1, 2 и 3 суток по прогностической модели [19].

В *табл. IV* приведены среднеабсолютные величины ошибок прогноза на 1—3 суток, рассчитанные по результатам численного анализа при использовании спутниковых данных и без них. Ошибки прогнозов рассчитывались для океанических районов, т. е. районов, где роль спутниковых данных в численном анализе значительна. Из данных таблицы следует, что ошибка прогноза N_{500} при использовании спутниковых данных уменьшается в среднем на 1 дам.

Рассмотрим теперь результаты экспериментов по численному анализу относительного геопотенциала указанных ранее изобарических слоев.

Для указанных экспериментов были использованы данные аэрологического зондирования, принятые оперативно и записанные на магнитной ленте, и данные со спутника NOAA—5, представленные на телетайпной ленте за 10 синоптических сроков в течение апреля—сентября 1978 г. Как правило, в численном анализе за один срок использованы данные с 300—400 аэрологических станций и со 180—200 точек зондирования со спутника. Отметим, что общее число аэрологических станций на северном полушарии составляет около 700. Так что фактически в численный анализ включалось лишь немного более половины всех аэрологических станций. Максимально допустимое различие времени наблюдений со спутников и сроком численного анализа в этом случае не превышало 6 ч, а приведение несинхронных данных к единому сроку не производилось. В качестве предварительного поля в экспериментах принимались климатические данные, которые были предварительно записаны на магнитной ленте. При вычислении весов отдельных значений использовались данные о точности измерений и о природной временной изменчивости.

Для получения количественных характеристик эффективности использования в численном анализе различных данных были проведены целенаправленные эксперименты. Они состояли в том, что для узлов сетки, входящих в выбранные два района северного полушария, где имелись как аэрологические данные, так и данные со спутников, вычислялись среднеарифметические и среднеквадратические величины разностей результатов численных анализов, выполненных при различных исходных данных.

Цель одного из проведенных экспериментов заключалась в выявлении роли данных со спутников в численном анализе относительного геопотенциала различных слоев. С этой целью выполнялись численные анализы с использованием в одном случае климатических, аэрологических и спутниковых данных, а в другом — только климатических и аэрологических. Результат эксперимента приведен в *табл. V*, из которой следует, что привлечение спутниковых данных заметно изменяет результаты численного анализа относительного геопотенциала различных слоев, причем вклад спутниковых данных наиболее значителен для слоев 300—1000 мбар и 200—1000 мбар, где среднеквадратическая величина разностей достигает 3,6 дам.

Отметим еще, что включение спутниковых данных при некоторых конкретных ситуациях приводит к существенному изменению средних значений относительного геопотенциала. Так, например, включение в анализ данных со спутников привело к повышению среднего значения относительного геопотенциала H_{1000}^{200} на 3,5 дам.

ТАБЛИЦА V

Среднеарифметические (а) и среднеквадратические (σ) величины разностей численных анализов относительного геопотенциала (дам), выполненных с использованием и без использования спутниковых данных

	Относительный геопотенциал				
	H_{1000}^{850}	H_{1000}^{700}	H_{1000}^{500}	H_{1000}^{300}	H_{1000}^{200}
Число узлов сетки	571	571	571	491	491
а	0,2	0,0	0,1	0,5	3,5
σ	0,2	1,3	2,3	3,6	3,6

ТАБЛИЦА VI

Среднеарифметические (а) и среднеквадратические (σ) величины разностей численных анализов относительного геопотенциала (дам), выполненных с использованием аэрологических и климатических данных, а также спутниковых и климатических данных

	Относительный геопотенциал				
	H_{1000}^{850}	H_{1000}^{700}	H_{1000}^{500}	H_{1000}^{300}	H_{1000}^{200}
Число узлов сетки	571	571	571	491	491
а	0,2	0,5	-0,4	1,0	0,7
σ	1,7	3,1	5,5	9,2	8,4

В табл. VI приведены результаты другого эксперимента, направленного на выявление относительной роли аэрологических и спутниковых данных. В этом случае сравнивались численные анализы, выполненные, с одной стороны, по аэрологическим и климатическим, с другой — только по спутниковым и климатическим данным. Как видно из данных табл. VI, среднеквадратические величины разностей значений анализов относительного геопотенциала оказались значительными, например, в слое 300—1000 мбар составляют 9,2 дам.

Наконец, в табл. VII представлены результаты еще двух целенаправленных экспериментов. В этих экспериментах расчеты велись по данным аэрологических станций средней плотности (8—12 станций в квадрате со стороной 6σ) и по этим же данным, но при условии исключения из них примерно половины станций. Этим самым имитировалась так называемая редкая сеть аэрологических станций. В этом случае вместо данных исключенных аэрологических станций в численный анализ включались климатические данные. В случае редкой сети станций расчеты производились как с использованием, так и без использования спутниковых данных. «Средняя» плотность станций обеспечивала достаточное количество данных радиозондирования для анализа. Ввиду специфических условий эксперимента расчеты были выполнены лишь для небольшого числа узлов (около 200). Первоначальный анализ показал, что в случаях, если исходные фактические поля близки климатическим, различие в результатах оказывалось несущественным. Наоборот, в случаях, когда фактические поля сильно отличались от климатических, различия в анализах со спутниковыми данными и без них проявлялись очень сильно. В табл. VII приведены результаты именно для таких случаев (число узлов составило 40).

Использование в анализе при редкой аэрологической сети климатических данных (I эксперимент) вносит в результаты систематическую

ТАБЛИЦА VII

Среднеарифметические (а) и среднеквадратические (σ) величины разностей численных анализов относительного геопотенциала (дам), выполненных в I эксперименте по данным полной и разреженной сети аэрологических станций, во II — по данным полной аэрологической сети станций и разреженной сети аэрологических станций с использованием данных со спутников

		Относительный геопотенциал				
		H_{1000}^{850}	H_{1000}^{700}	H_{1000}^{500}	H_{1000}^{300}	H_{1000}^{200}
I эксперимент	а	—1,1	—2,5	—5,2	—7,9	—6,9
	σ	2,4	4,4	8,8	18,6	18,1
II эксперимент	а	—0,4	—1,3	—2,2	—0,2	—0,9
	σ	1,6	3,2	5,4	8,5	11,2

ошибку до 7,9 дам (слой 300—1000). Следствием этого являются и весьма большие значения среднеквадратических величин разностей численных анализов на основе данных средней и редкой сети станций. Очевидно, что знак и величина систематической ошибки зависят от конкретной синоптической ситуации. Включение в анализ спутниковых данных (II эксперимент) позволяет почти полностью избавиться от системати-

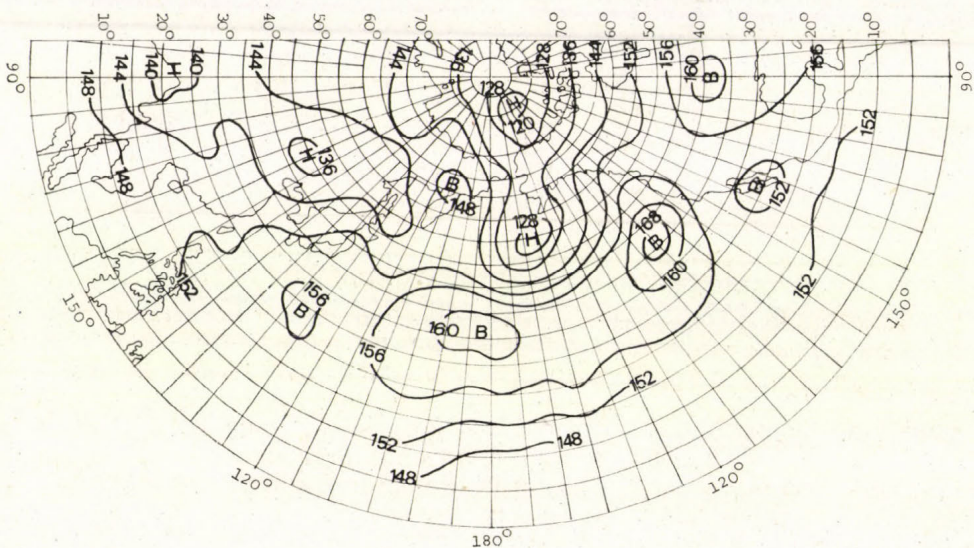


Рис. 1. Карта H_{850} по результатам численного анализа с использованием данных наблюдений со спутника. 0 ч 12 июля 1973 г.

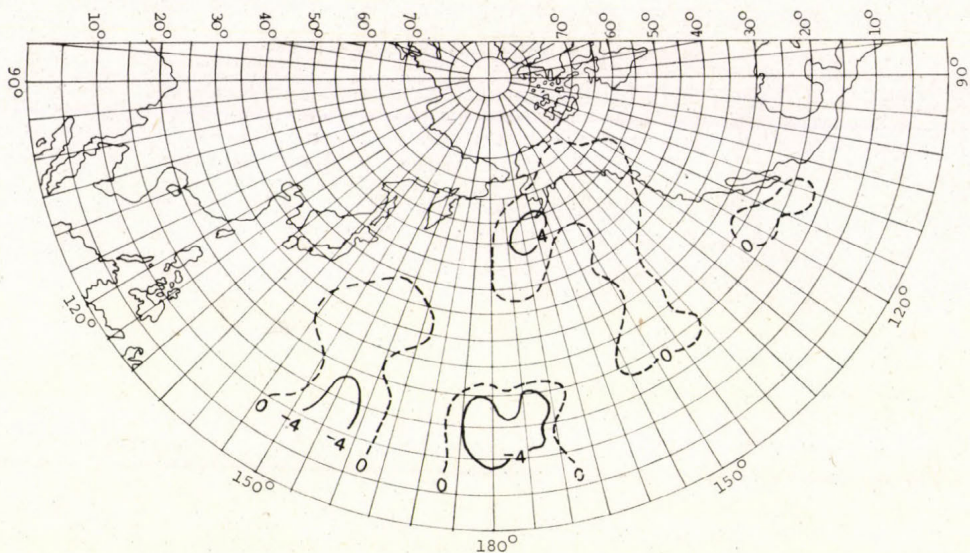


Рис. 2. Карта разностей численных анализов полей H_{850} , рассчитанная с использованием и без использования данных со спутника. 0 ч 12 июля 1973 г.

ческой ошибки. Среднеквадратическая разность результатов анализов с использованием данных средней и редкой сети станций также сильно уменьшается, но все же для относительной топографии слоя 200—1000 мбар остается 11,2 дам. Это, по-видимому, объясняется не только такой причиной, как точность анализа и измерений со спутника, но еще и несинхронностью спутниковых данных, с одной стороны, и относительно большой метеорологической изменчивостью в выбранных районах (Северная Атлантика, Берингово море), с другой.

Таким образом, результаты I и II экспериментов, приведенные в табл. VII, позволяют сделать вывод, что спутниковые данные по сравнению с климатическими являются более ценной информацией для численного анализа.

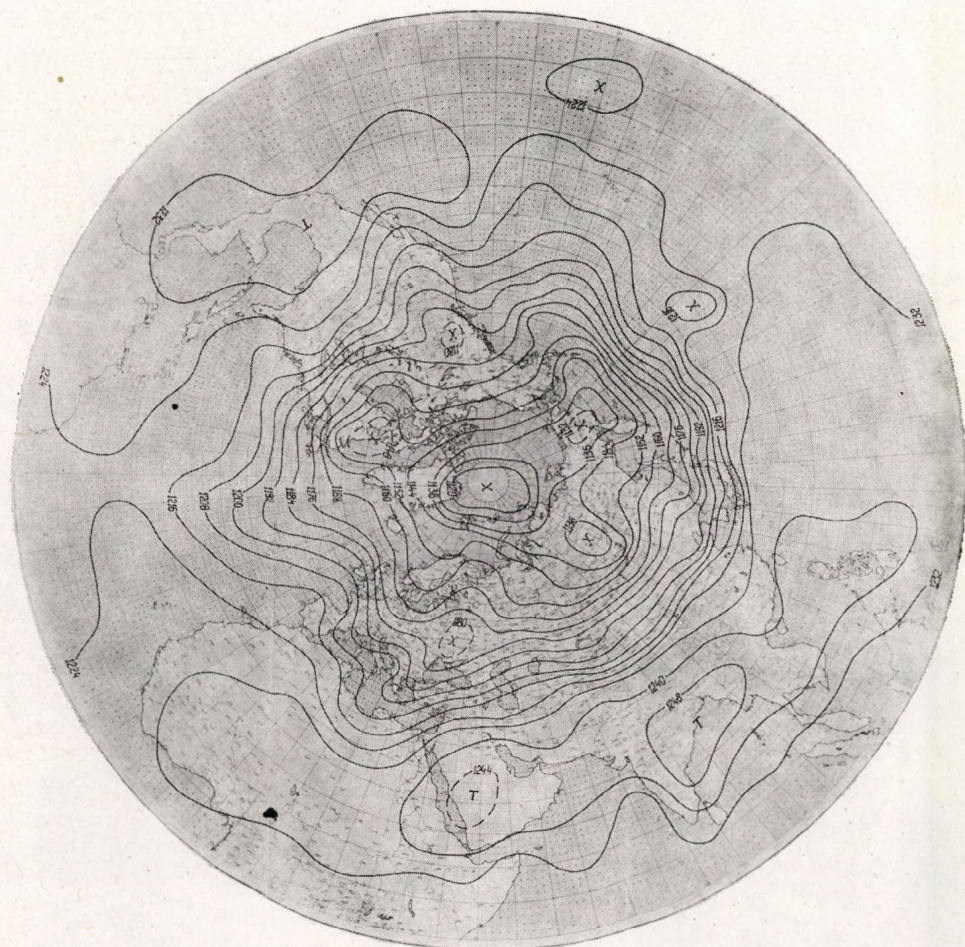


Рис. 3. Карта относительного геопотенциала H_{1000}^{200} полученная по результатам численного анализа с использованием данных со спутника. О ч 12 сентября 1978 г.

3. Примеры численных анализов

На *рис. 1* приведена карта H_{850} , полученная по результатам численного анализа по многоуровневой модели при использовании данных наблюдений со спутника, а на *рис. 2* — карта разностей численных анализов, выполненных с использованием и без использования данных со спутника. Рассматривая эту последнюю карту, можно видеть, что указанные разности имеют не нулевые значения только над океаническими районами. Максимальные разности достигают 4 дам. Сравнение карты численного анализа, выполненного с использованием спутниковых данных, с соответствующей картой, полученной в результате синоптического анализа аэрологических данных, показало, что первая

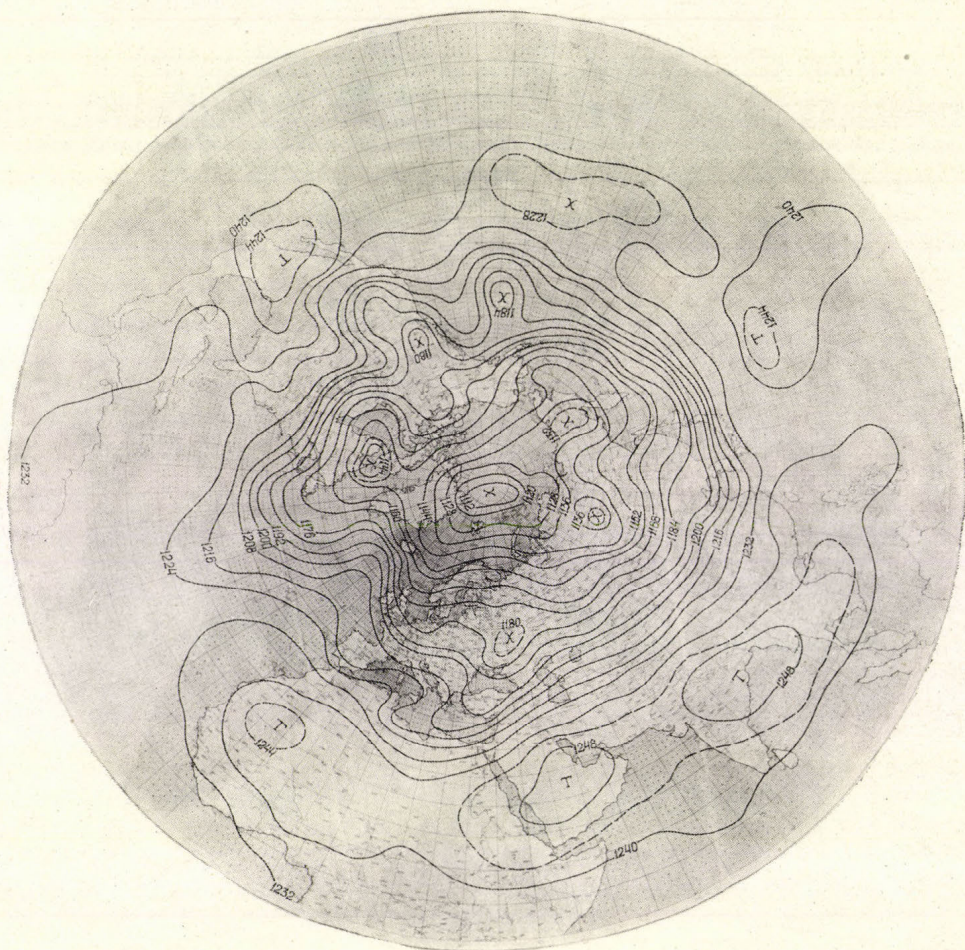


Рис. 4. Карта относительного геопотенциала H_{1000}^{200} , полученная в результате синоптического анализа аэрологических данных. 0 ч 12 сентября 1978 г.

карта над океаническими районами дает более детализированное и правдоподобное поле, чем вторая.

На рис. 3 и 4 приведены карты относительного геопотенциала H_{1000}^{900} полученные в результате численного анализа аэрологических и спутниковых данных и синоптического анализа только аэрологических данных.

Рассматривая эти две карты, можно видеть их почти полную идентичность по конфигурации изолиний и положению основных областей холода и тепла. Так, положение основного очага холода над полюсом на обеих картах практически совпадает, однако, на карте численного анализа величины относительного геопотенциала несколько выше, чем на карте синоптического анализа. Довольно близко соответствуют друг другу и положения областей тепла на обеих картах в тропиках и субтропиках. Хорошо совпадают по положению и значениям геопотенциала области холода над Сев. Америкой. Наиболее сильное различие в анализах имеет место над севером Тихого океана, что объясняется вкладом спутниковых данных.

Что же касается имеющихся некоторых отличий в двух анализах над континентами, то их можно объяснить различием в количестве аэрологических данных, использованных в численном и синоптическом анализах.

4. Заключение

На основании всего изложенного можно сделать вывод о том, что предложенная методика позволяет включать данные наблюдений со спутников в численный анализ полей абсолютного и относительного геопотенциала. Вклад данных со спутников в значения геопотенциала, получаемые с помощью численного анализа и прогноза, в районах с редкой сетью аэрологических станций является значительным.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. — М.: Мир, 1976, 755 с.
- [2] Аэроклиматический атлас Северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961, т. 1.
- [3] Белов П. Н. Применение данных наблюдений со спутников в четырехмерном численном анализе. — Метеорология и гидрология, 1974, № 6, с. 107—111.
- [4] Белов П. Н., Бурцев А. И., Алпатова Р. Л. Методика учета данных несинхронных наблюдений в численном анализе поля геопотенциала. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 132, с. 41—51.
- [5] Белов П. Н., Бурцев А. И., Алпатова Р. Л. Применение дистанционного температурного зондирования атмосферы со спутников в численном анализе поля геопотенциала по северному полушарию. — Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. 1, с. 3—12.
- [6] Белов П. Н., Бурцев А. И. Численный анализ и прогноз геопотенциала с использованием данных дистанционного зондирования атмосферы со спутников. — Тр. Международного симпозиума по спутниковой метеорологии: Применение данных наблюдений со спутников для восстановления и численного анализа метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977, с. 3—20.
- [7] Белов П. Н., Бурцев А. И., Уткин Е. Ф. Многоуровневая схема четырехмерного численного анализа геопотенциала с применением данных дистанционного зондирования атмосферы со спутников. — Труды ГосНИЦИПР, 1978, вып. 9, с. 9—18.
- [8] Беркович Л. В. Численный прогноз барического поля над северным полушарием и проблемы повышения точности прогнозов. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 145, с. 74—81.
- [9] Бурцев А. И., Белов П. Н., Алпатова Р. Л. Непрерывная схема пространственно-временного численного анализа геопотенциала одного уровня. — Труды ГосНИЦИПР, 1978, вып. 9, с. 3—8.
- [10] Барцев А. И., Белов П. Н., Бушцева Л. С. Численный анализ метеорологической информации, имеющей различную точность, основанный на полиномиальной аппроксимации. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 132, с. 30—40.
- [11] Гандин Л. С. Четырехмерный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976, — с1 6.

- [12] *Губанова С. И., Машкович С. А.* Об оценке информативности системы аэрологических и спутниковых измерений. — *Метеорология и гидрология*, 1977, № 12, с. 9—14.
- [13] *Клузе И.* Учет разнородных данных в численном анализе поля геопотенциала методом оптимальной интерполяции. — *Труды Международного симпозиума по спутниковой метеорологии. «Применение данных наблюдений со спутников для восстановления и численного анализа метеорологических полей»* — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 43—49.
- [14] Код для передачи данных аэрологического зондирования со спутников (давления, температуры и влажности). (FM 86—У1, SATEM). — М.: Гидрометеоздат, 1977, — 29 с.
- [15] *Машкович С. А., Метелица Е. Л.* Об использовании данных асинхронных наблюдений в объективном анализе метеорологических полей. — *Метеорология и гидрология*, 1974, № 7, с. 9—17.
- [16] Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. — Л.: Гидрометеоздат, 1970, — 71 с.
- [17] *Пахомов Л. А., Тимофеев Ю. Н., Шклярский В. Г., Покровский О. Н.* Опыт термического зондирования на ИСЗ «Метеор». — *Метеорология и гидрология*, 1971, № 12, с. 25—30.
- [18] *Покровский О. Н., Иванькин Е. Е.* Численный анализ поля геопотенциала по данным дистанционного зондирования атмосферы. — *Метеорология и гидрология*, 1976, № 7, с. 45—55.
- [19] *Фукс—Рабинович М. С.* Об оценке точности влияния исходной информации на прогноз геопотенциала и скорости ветра с использованием примитивной баротропной модели атмосферы. — *Труды Гидрометцентра СССР*, 1970, вып. 71, с. 98—108.
- [20] *Хамарин В. И.* Об оценке эффективности использования данных дистанционного зондирования в численном анализе поля температуры. — *Труды ГосНИЦИПР*, 1978, вып. 9, с. 61—68.
- [21] *Шахмейстер В. А.* О привлечении спутниковой и прогностической информации при объективном анализе. — *Метеорология и гидрология*, 1975, № 3, с. 50—57.
- [22] *Bengtsson L.* 4-Dimensional assimilation of meteorological observations. GARP-Publ. Ser. 1975, No. 15, 76p.
- [23] *Bengtsson L. and Gustavson N.* Assimilation of non-synoptic observations. *Tellus*, 1972, vol. 24, No. 5, p. 383—399.
- [24] *Bengtsson L. and Morel P.* The performance of space observing systems for the first GARP global experiment. The GARP programme on numerical experimentation. Working Group on numerical experimentation. Report No. 6. July 1974. 31p.
- [25] *Endlich R. M. a. o.* Computation of upper tropospheric reference heights from winds for use with vertical temperature profile observations. *Month. Wea. Rev.* 1972, vol. 100, No. 11, p. 808—816.
- [26] *Hayden C. M.* Nimbus 3 "SIRS" pressure height profiles as compared to radiosondes. *Month. Wea. Rev.* 1971, vol. 99, p. 659—664.
- [27] *Lorenz A., Rutherford I. and Larsen G.* The ECMWF analysis and data-assimilation scheme: — analysis of mass and windfields. European centre for medium range weather forecasts. Technical Report. 1977, No. 6, 47p.
- [28] *Smith W. L., Favrecc E. B.* Operational use of SIRS data. Satellite and computer applications to synoptic meteorology WMO, No. 283. Geneva-Switzerl., 1971, p. 39—62.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata, 83. évf. 5. szám, 1979. szeptember—október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83, No 5, Sep—Oct 1979 Budapest

Рекуррентный алгоритм восстановления средних температур изобарических слоев атмосферы на основе спектральных измерений уходящего ИК излучения

A. Б. УСПЕНСКИЙ, Государственный научно-исследовательский центр изучения природных ресурсов, Москва

Rekurzív algoritmus izobárikus légrétegek középhőmérsékletének meghatározására a hosszúhullámú kisugárzás spektrális mérései alapján. Az izobárikus rétegek középhőmérsékletének műholdas spektrális mérések adatai alapján történő meghatározásával (azaz a hőmérsékleti szondázás inverz feladatával) foglalkozva, a szerző a rendszeres hiba mértékeként a vertikális felbontóképességét vezeti be. Módszert javasol a középhőmérsékletnek a mérési adatokkal egyenesen arányos becslésére, amely a vertikális felbontóképesség maximálizálásán alapul, a hőmérsékleti profilra vonatkozó a priori statisztikai információ figyelembe vételével. Hogy a javasolt formulákat gyakorlati számítógépes használatra alkalmassá tegye, Kálmán-szűrő típusú effektív rekurzív algoritmust szerkeszt, amely az eredményt véges számú lépésben, mátrix-fordítás nélkül szolgáltatja.

*

Recurrent algorithm for the reconstruction of mean temperatures of isobaric layers on the basis of spectral measurements of outgoing IR radiation. In determining the mean temperatures of isobaric layers from the results of spectral measurements by satellites (the inverse problem of temperature sounding), the author introduces "vertical resolution" as a quantitative measure of systematic error. A method is proposed for the assessment of the mean temperatures (assuming linear proportionality with the data of the measurements) based on the maximization of the vertical resolution, taking into account a priori statistical information on the temperature profile. To enable mass calculations to be carried out by computer using the proposed formulae, a Kalman filtration type effective recurrent algorithm is constructed, which yields the result in a finite number of steps without matrix inversion.

*

Работа посвящена построению численных решений обратных задач дистанционного зондирования атмосферы — восстановления вертикальных распределений метеоэлементов на основе спутниковых спектральных измерений уходящего излучения. Рассматривается определение температур изобарических слоев атмосферы (линейных функций от температурного распределения), исходя из минимизации систематической погрешности — вертикального разрешения. Для вычисления оценок предлагается использовать рекуррентные алгоритмы, позволяющие получить результат за конечное число шагов без операции обращения матриц.

1. Описание метода построения оценок и рекуррентных алгоритмов приведем для конечномерного аналога линеаризованного уравнения переноса:

$$A\eta = g \quad (1)$$

Здесь $\eta = \|\eta_1, \dots, \eta_q\|^T$ — вектор $(q \cdot 1)$ значений вариаций температурного профиля $\eta(z) = T(z) - \bar{T}(z)$ на сетке узлов $[z_1, \dots, z_q]$, $\bar{T}(z)$ — заданный априори профиль (например, среднеклиматический); A — прямоугольная матрица $n \cdot q$, аппроксимирующая интегральный оператор уравнения переноса; $A = \|a_1, \dots, a_n\|^T$, $a_i = a_{i1}, \dots, a_{iq}\|^T$; $g = \|g_1, \dots, g_n\|^T$ — вектор размерности $q \cdot 1$ величин, однозначно связанных с измеряемыми в эксперименте интенсивностями излучения в спектральных каналах ν_1, \dots, ν_n ; ν — частота; n — число измерений.

Результаты измерений содержат аддитивные случайные ошибки E_i :

$$y(\nu_i) = a_i^T \eta + \varepsilon_i, \quad i = 1, \dots, n,$$

или в векторно-матричной записи

$$\begin{aligned} (y = \|y(\nu_1), \dots, y(\nu_n)\|^T, \quad \varepsilon = \|\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_n\|^T) \\ y = A\eta + \varepsilon \equiv g + \varepsilon, \quad \bar{\varepsilon} = 0, \quad \overline{\varepsilon\varepsilon^T} = \Sigma, \end{aligned} \quad (2)$$

причем дисперсионная матрица ошибок Σ предполагается известной (черта над величиной означает усреднение).

Вектор η вариаций температуры считаем случайно распределенным:

$$\eta_j = \eta + \xi_j, \quad \bar{\eta}_j = 0, \quad \overline{\eta_j \eta_j^T} = B, \quad (3)$$

j — номер реализации η (в дальнейшем j для краткости опускаем), дисперсионная матрица B считается известной.

Требуется на основе (1)—(3) построить оценки линейных функций от η :

$$\Theta_\alpha = h_\alpha^T \eta, \quad h_\alpha = \|h_\alpha(z_1), \dots, h_\alpha(z_q)\|^T, \quad \alpha = 1, \dots, m$$

где $h_\alpha(z)$ — заданные весовые функции. Если $h_\alpha(z) = (z_{\alpha+1} - z_\alpha)^{-1} x_1^0$ то Θ_α представляют собой средние в слое $[z_\alpha, z_{\alpha+1}]$ вариации температуры.

В качестве приближенного решения уравнения (1) с учетом (2), (3) обычно используют линейные статистические оценки вида $\hat{\eta} = Ly$, см., напр., [5]:

$$\hat{\eta} = (B^{-1} + A^T \Sigma^{-1} A)^{-1} A^T \Sigma y \equiv B A^T (\Sigma + A B A^T)^{-1} y, \quad (4)$$

Функцией потерь, минимизация которой приводит к оценкам (4), и одновременно мерой точности оценок (4) является дисперсия отклонения $d(\hat{\Theta}_\alpha - \Theta_\alpha)$. Разность $\hat{\Theta}_\alpha - \Theta_\alpha$ обладает наименьшей дисперсией на классе линейных по измерениям оценок и в этом смысле $\hat{\Theta}_\alpha$ наиболее точна. Минимизация $d(\hat{\Theta}_\alpha - \Theta_\alpha)$ проводится при условии несмещенности оценки $\hat{\eta}$, $\hat{\Theta}_\alpha$: $\hat{\Theta}_\alpha - \Theta_\alpha = 0$ [4], [5]. Если отказаться от этого условия, то можно строить оценки (байесовские, минимаксные, гребневая регрессия и т. п.), которые, будучи смещены, более близки в некотором смысле к истинным значениям Θ_L . В данной работе предложен еще один класс линейных, вообще говоря, смещенных оценок, получаемых в результате минимизации функций потерь, отличных от $d(\hat{\Theta}_\alpha - \Theta_\alpha)$ и без учета условия несмещенности.

При решении обратной задачи (1) с целью интерпретации косвенных измерений (2) наряду со случайными ошибками обязательно присутствует систематическая погрешность. Примем за меру систематической погрешности величину вертикального разрешения (кратко ВР). Понятие разрешения непосредственно связано с интерпретацией косвенных измерений — дистанционного температурного зондирования [6]. По поведению оператора уравнения переноса, точнее строк матрицы A , можно приближенно оценить массу атмосферы (слой), дающую основной вклад в измеряемую на i -ой частоте величину $g(\nu_i) + \varepsilon_i$. Величина $g(\nu_i)$ фактически содержит информацию об усредненном по соответствующему слою значении T . Чем уже область «локализации» строк A , тем лучше удается разрешить вертикальную структуру профиля $T(\eta)$. Если весовые функции (строки A) линейнонезависимы для различных каналов, то с ростом n разрешение улучшается. Рассмотрим способ построения оценок Θ_x , основанный на достижении максимального ВР, проанализируем также влияние таких факторов, как случаи ошибки измерений и априорная информация (3), на ВР. Пусть вначале $\Sigma = 0, B = 0$. Будем строить линейную по измерениям оценку Θ :

$$\hat{\Theta}_x = l_x^T y,$$

где $l_x = \|l_{x1}, \dots, l_{xn}\|^T$ — совокупность параметров, подлежащих определению. Искомые l_x можно определить, вводя как и при построении (4), функцию потерь и минимизируя ее по l_x . Имеем $\hat{\Theta}_x = l_x^T y = l_x^T A \eta$, т. е. оценка $\hat{\Theta}_x$ получается действием на η оператора-вектора $l_x^T A$. Сравнение оценки $\hat{\Theta}_x$ с формальным определением $\Theta_x = h_x^T \eta$ указывает на целесообразность выбора l_x , исходя из условия близости расчетного «ядра» $l_x^T A$ к заданному h_x . Поэтому введем в рассмотрение функцию потерь $R(l_x) = (h_x^T - l_x^T A)(h_x - A^T l_x)$ — квадрат евклидова расстояния между h_x^T и $A^T l_x$ и примем R за меру систематической погрешности — ВР, ср. с [6]. Величина R количественно характеризует ВР, предельному ВР отвечает $R = 0$, что имеет место при $A^T l_x = h_x$. Необходимое и достаточное условие разрешимости системы $A^T l_x = h_x$ есть согласно [1]:

$$A^T(A^T)^+ + h_x = h_x$$

(A^+ — псевдообратная матрица Мура—Пенроуза) и, как правило, это условие не выполняется. Вместо определения l_x из решения системы $A^T l_x = h_x$ с прямоугольной матрицей будем минимизировать введенную функцию потерь

$$\hat{l}_x = \underset{l_x}{\text{Argmin}} R(l_x),$$

где $\text{Argmin } R(l)$ означает точку, в которой достигается минимум $R(l)$. Решение экстремальной задачи, единственное при $\det M \neq 0, M = A A^T$ и оценка Θ_x имеют вид:

$$l_x = M^{-1} A h_x, \quad \hat{\Theta}_x = h_x^T A^T M^{-1} q. \quad (5)$$

ВР при l_x из (5) характеризуется величиной $R(\hat{l}_x) = h_x^T (I_q - A^T M^{-1} A) h_x$, I_q — единичная матрица $q \times q$.

Распространим теперь предлагаемый подход на ситуацию, когда имеются случайные ошибки и известна дополнительная априорная информация об η . Пусть $\Sigma \neq 0$, тогда оценки $\hat{\Theta}_x$ содержат случайную ошибку

ки и в функцию потерь, наряду с мерой ВР, целесообразно включить

$$d(\hat{\Theta}_x - \Theta_x \text{ (или } d(\hat{\Theta}_x) \text{ при } B=0).$$

Минимизация функции потерь $R(l_x) + \beta d(\hat{\Theta}_x - \Theta_x)$, в которой $\beta > 0$ — вес, характеризующий «ценность» ВР в сравнении с дисперсией, дает следующую оценку

$$\hat{\Theta}_x = h_x^T (Iq + \beta B) A^T [M + \beta D(y)]^{-1} y. \quad (6)$$

Здесь $D(y) = ABA^T + \Sigma$.

Частный случай оценки (6) при $B=0$ (т. е. η — детерминированных) таков:

$$\hat{\Theta}_{\alpha,0} = h_x^T A^T (M + \beta \Sigma)^{-1} y. \quad (7)$$

Оценка (7) лучше в вычислительном плане оценки (5), однако ВР при этом хуже:

$$R|\hat{\Theta}_{\alpha,0} - R|\hat{\Theta}_{\alpha,1} = h_x^T [A^T M^{-1} \Sigma^{-1} (M + \beta \Sigma)^{-1} A \beta]^2 h_x > 0.$$

Для η — случайно распределенных ($B \geq 0$) анализ (6) и сравнение (6) с (4) показывают, что ВР улучшается с уменьшением Σ и B и что при надлежащем выборе β ВР, достигаемое использованием (6), лучше ВР оценки (4).

Полезно связать введенное определение ВР с упоминавшимся выше понятием статистической несмещенности оценок. Если η — случайнораспределенный вектор и $\bar{\eta} = 0$, $B \geq 0$, то любая линейная оценка вида $\Theta_x = l_x^T y$ (с любым ВР) — несмещенная. При $B=0$, $\Sigma \neq 0$ условие несмещенности оценки $l_x^T y = h_x^T \eta$ или $l_x^T A y = h_x^T \eta$ выполняется для всех η , если существует решение системы $A^T l_x = h_x$. Необходимо и достаточное условие разрешимости системы уже приводилось: $A^T (A^T)^+ h_x = h_x$. При его выполнении оценка (5) одновременно несмещенная и обладает предельным ВР. Оценка (7) при $\Sigma \neq 0$ является смещенной и ее ВР хуже предельного. Вместо (7) при выполнении условия чаяк $A^T \Sigma^{-1} A - Q$ можно использовать несмещенную оценку, обеспечивающую предельное разрешение:

$$\hat{\Theta}_x = h_x^T (A^T \Sigma^{-1} A)^{-1} A^T \Sigma^{-1} y. \quad (8)$$

Как легко видеть, (8) представляет линейную функцию от оценки по методу наименьших квадратов вектора η .

2. Вычисление любой из приведенных оценок (4)—(8) требует обращения матриц размерности $n \times n$ или $q \times q$. Вследствие некорректности исходной обратной задачи матрицы AA^T , $A^T \Sigma^{-1} A$ плохо обусловленные или вырожденные. Матрицы B , $D(y)$ также могут быть плохо обусловлены. Указанные свойства матриц в сочетании с большой размерностью (n или q) приводят к трудностям вычислительного характера, особенно при проведении массовых расчетов. В связи с этим целесообразно использовать итерационные или рекуррентные алгоритмы построения оценок типа (4)—(8), не требующие выполнения операции обращения матриц. В [3] для построения оценки (4) предложено использовать итерационный алгоритм сопряженных градиентов, реализация которого позволяет получить оценку $\hat{\Theta}_x$, не прибегая к операции обращения матриц, за конечное число шагов (не превосходящее q). Численные эксперименты, описанные в [3], показали эффективность

данного алгоритма; однако, при проведении с его помощью обработки реальных данных не всегда удается определить требуемое до момента останова минимальное число итераций. Кроме того, при использовании подобных алгоритмов обработке подвергаются одновременно все n измерений (2), что не всегда оправдано, особенно в случае n — больших. Наконец, алгоритм [3] не позволяет вычислить дисперсионную матрицу $D[\hat{\eta}]$. Свободны от перечисленных недостатков рекуррентные процедуры фильтрации [1], [2], позволяющие получить конечный результат вместе с дисперсионной матрицей $D[\hat{\eta}]$ за число шагов, равное числу измерений, без операции обращения матриц и последовательно «усваивающие» поступающие измерения. Приведем формулы рекуррентного вычисления оценок (4)—(8).

Рекуррентная процедура вычисления оценок (4) имеет вид:

$$\begin{aligned} \eta_{s+1} &= \eta_s + \frac{D_s a_{s+1} (y_{s+1} a_{s+1}^T \eta_s)}{\sigma_{s+1}^2 + a_{s+1}^T D_s a_{s+1}}, \\ D_{s+1} &= D_s - \frac{D_s a_{s+1} a_{s+1}^T D_s}{\sigma_{s+1}^2 + a_{s+1}^T D_s a_{s+1}}, \quad s = 0, 1, \dots, n-1; \\ D_0 &= B, \quad S_0 = 0; \\ \hat{\Theta}_\alpha &= h_\alpha^T \eta_n, \quad d(\hat{\Theta}_\alpha) = h_\alpha^T D_n h_\alpha. \end{aligned} \quad (9)$$

Формулы (9) можно использовать также для рекуррентного вычисления оценок (8), начиная с $s_0 > 0$. При этом $\eta_{s_0} = D_{s_0} \sum_{i=1}^{s_0} \sigma_i^{-2} a_i y_i$, $D_{s_0} = \left(\sum_{i=1}^{s_0} \sigma_i^{-2} a_i a_i^T \right)^{-1}$, т. е. требуется однократное обращение матрицы $\sum \sigma_i^{-2} a_i a_i^T$, построенной, например, для наиболее информативных измерений в точках v_1, \dots, v_{s_0} .

Перепишем теперь к рекуррентным процедурам вычисления оценок (5)—(7). Перепишем оценку (6) следующим образом:

$$\begin{aligned} \hat{\Theta}_{\alpha_2} &= h_\alpha^T (I_q + \beta B) \hat{\eta}^{(p)}, \quad \text{где} \\ \hat{\eta}^{(p)} &= (I_q + A^T \beta^{-1} D^{-1}(y) A)^{-1} A^T \beta^{-1} D^{-1}(y) y. \end{aligned}$$

Выражение $\hat{\eta}^{(p)}$ по своей структуре подобно $\hat{\eta}$ из (4), поэтому для расчета $\hat{\eta}^{(p)}$ при $D(y)$ — диагональной можно использовать формулы типа (9).

Рекуррентная процедура вычисления оценок (7) имеет вид:

$$\begin{cases} \eta_{s+1} = \eta_s + \frac{H_s a_{s+1} (y_{s+1} - a_{s+1}^T \eta_s)}{\beta \tilde{\sigma}_{s+1}^2 + a_{s+1}^T H_s a_{s+1}}, \\ H_{s+1} = H_s - \frac{H_s a_{s+1} a_{s+1}^T H_s}{\beta \tilde{\sigma}_{s+1}^2 + a_{s+1}^T H_s a_{s+1}}, \quad s = 0, 1, \dots, n-1; \\ H_{0q} = I_q, \quad \eta_0 = 0; \end{cases} \quad (10)$$

$$\hat{\Theta}_{\alpha_2} = h_\alpha^T (I_q + \beta B) \eta_n \quad (11)$$

По формулам (10) последовательно рассчитываются H_s , η_1, \dots, η_n (без операции обращения матриц), а затем искомая оценка получается сверткой η_n с вектором строкой $h_\alpha^T (I_q + \beta B)$ согласно (11).

Аналогичная процедура применима и для вычисления оценки (8) с $\Sigma = \|\sigma_i^2 \delta_{ij}\|_{i,j=1}^n$. Вначале рассчитываются по формулам (10) с заменой σ_s^2 на σ_s^2 последовательно $H_1, \eta_1, H_2, \eta_2, \dots, \eta_n$, а окончательный результат получается сверткой η_n и h_x :

$$\hat{\Theta}_{\alpha\beta} = h_x^T \eta_n. \quad (12)$$

Формулы (10), (12) можно использовать также для рекуррентного вычисления оценок (5), начиная с некоторого S_0 . При этом, подобно расчету оценок (8), требуется однократное обращение матрицы.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Алберт А.: Регрессия, псевдоинверсия и рекуррентное оценивание. М., «Наука», 1977, 223 с.
- [2] Жуковский Е. Л.: Статистическая регуляризация алгебраических систем уравнений. Ж. вычисл. матем. и матем. физ., 1972, 12, № 1, с. 185—191.
- [3] Ю. В. Плохенко, А. Б. Успенский.: Об одном итерационном алгоритме решения обратной задачи термического зондирования атмосферы. Труды ГосНИЦИПР, 1978, вып. 9, с. 36—44.
- [4] Rao С. Р.: Линейные статистические методы и их применение. М., «Наука», 1968, 548 с.
- [5] Успенский А. Б., Федоров В. В.: Линейное оценивание в обратных задачах термического зондирования. Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. 2, с. 80—89.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 83. évf. 5. szám. 1979. szeptember – október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83. No 5. Sep – Oct 1979 Budapest

Опыт с использованием снимков облачности для уточнения полей влажности в численном прогнозе погоды

M. ШКОДА, Гидрометеорологический институт, Прага

O. ЗИКМУНДА, Метеорологический институт, мат.-физ. факультета, университета Карла, Прага

Felhőképek felhasználása a nedvességi mező pontosabb meghatározására az időjárás numerikus előrejelzésében. Az alkalmazott 5-szintű baroklin modellbe a felhőzet és a csapadék előrejelzése céljából az alábbi két formában vezettük be a nedvesség-adatokat: (a) A magaslégköri adatok elemzéséből nyert harmatpont-depresszió $T - T_d$. (Ha $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ akkor a feltételezés szerint a levegő telített.) b) A felhőképekből a következő szubjektív módon meghatározott szabályok alapján adódó harmatpont-depresszió: (1) A 850, 700 és 500 mb-os felületek rácspontjaiban a frontális felhőzet területén $T - T_d = 0^\circ\text{C}$, máshol pedig száraz levegőt tételezünk fel, amelyben $T - T_d = 10^\circ\text{C}$. (2) Az 1000 mb-os felületen a frontális felhőzettel borított terület rácspontjaiban $T - T_d = 4^\circ\text{C}$, ezen a területen kívül pedig, ugyanúgy, mint a többi izobárfelületen, $T - T_d = 10^\circ\text{C}$. (3) Határfel-tételként a 300 mb-os felület minden pontján egységesen a $T - T_d = 10^\circ\text{C}$ értéket adjuk meg. Csapadékelőrejelzési kísérleteink eredményei szerint a (b) pontban javasolt módszer jobb. A módszernek az operatív szinoptikus szolgálatba való bevezetését megnehezíti azonban az a tény, hogy nem áll rendelkezésünkre a műholdakról nyert felhőképek automatikus digitalizálására alkalmas berendezés. A numerikus előrejelzés céljaira igen hasznosak lesznek a vízgőz sávjaiban végzett megfigyelések, amelyeknek adatait a SATOB kód tartalmazza. Szolgálatunkban program készül a SATOB táviratok dekódolására.

✱

Use of cloud images for the improved determination of humidity fields in numerical weather prediction. In a 5-level baroclinic model, the following two variants of humidity input data were used for the forecasting of cloudiness and precipitation: (a) Dew point depression $T - T_d$, obtained from the analysis of upper-air data. (If $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$, then the air is assumed to be saturated.) (b) The dew point depression was subjectively calculated from cloud images according to the following rules: (1) In regions of frontal cloudiness, the value of $T - T_d = 0^\circ\text{C}$ is allotted to the grid points at the 850, 700 and 500 mb isobaric surfaces. Outside these areas, dry air with $T - T_d = 10^\circ\text{C}$ is assumed. (2) At the 1000 mb isobaric surface, the dew point depression value of $T - T_d = 4^\circ\text{C}$ is chosen for those points covered by frontal cloudiness. Around this area, $T - T_d = 10^\circ$ is taken like in the case of the other isobaric surfaces. (3) As a boundary condition, the value of $T - T_d = 10^\circ\text{C}$ is assumed to be uniformly valid for every point at the 300 mb surface. The results obtained from the experimental precipitation prognoses indicated the superiority of the second proposed method. (b). The routine operational use of this method is hampered by the lack of the necessary equipment for the automatic digitization of cloud images obtained from satellites. Of optimum use for the purpose of numerical prediction will be the data on observations in the water vapour bands, transmitted in the SATOB code. A decoding program for this code is being prepared in our Service.

✱

1. *Введение.* Классические радиозондовые измерения полей влажности часто недостаточно точные, особенно в районах фронтальной облачности. В этих областях получаем данные, которые находятся в противоречии с заключениями физики облаков и осадков.

Кроме того в синоптической службе постепенно требуются прогнозы погоды для областей занимающих несколько тысяч квадратных километров — так называемые численные локальные прогнозы на измельченной сетке. Для этих целей сеть радиозондовых станций очень редкая.

В статье мы занимались опытом выразить поле влажности при помощи радиозондовых измерений и тоже использовали снимками облачности из метеорологических спутников.

Начальные данные полей влажности таким образом обработанные мы использовали в пятиуровневой модели для прогноза облачности и осадков. Результаты были сравнены с измеренными осадками и наблюдаемой облачностью.

2. *Прогностическая модель и результаты расчетов.* Для численного прогноза полей влажности и обложных осадков учитывалась следующая многоуровневая фильтрованная бароклиническая модель [1]

$$\begin{aligned} \bar{\sigma}^* \nabla_p^2 \omega + \lambda_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = J_p \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}, \lambda^{-1} \nabla_p^2 \Phi + \lambda \right) + \\ + J_p \left(\Phi, \lambda^{-1} \nabla_p^2 \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) - \nabla_p^2 \left[\lambda^{-1} J_p \left(\Phi, \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right], \end{aligned} \quad (1)$$

$$\nabla_p^2 \frac{\partial \Phi}{\partial p} = J_p \left(\lambda^{-1} \nabla_p^2 \Phi + \lambda, \Phi \right) + \lambda_0^2 \frac{\partial \omega}{\partial p}, \quad (2)$$

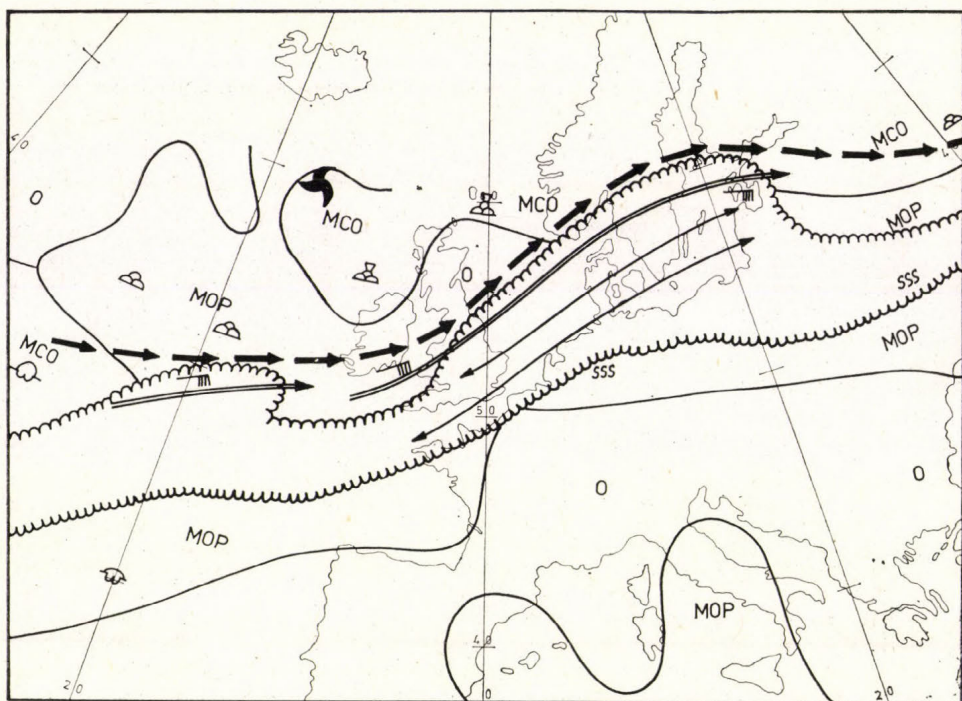


Рис. 1. Поле облачности из снимка метеорологического спутника 4. 11. 1969, 12 GMT.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\lambda^{-1} J_p(\Phi, w) - \omega \left[\frac{\partial w}{\partial p} - \delta F(p, T) \right]. \quad (3)$$

В системе уравнений значит Φ геопотенциал, ω вертикальную скорость, λ , λ_0 параметр Кориолиса или его среднее значение для прогностической области, w отношение смеси, σ^* параметр устойчивости определенный функцией

$$\bar{\sigma}^* = \bar{\sigma} + F^*(p, T).$$

Символ δ используется в следующем виде: $\delta = 0$ когда $w < w_s$ или $w \geq w_s$ и $\omega > 0$, $\delta = 1$ когда $w \geq w_s$ и $w < 0$.

В прогностических уравнениях учитывалась только скрытая теплота. Численные прогнозы рассчитывались с горизонтальным шагом 330 км и временным шагом 60 минут на ЭВМ ICT 1905.

Избранная синоптическая обстановка 4. и 5. ноября 1969 г. была характеризована развитием фронтальной волны в второстепенный циклон поступающий через южную Скандинавию к северо-востоку. Холодный фронт этого циклона сопровождаемый осадками поступал через среднюю Европу к востоку. Облачная система была хорошо выражена как показывают нефанализы на картах (рисунки 1 и 2).

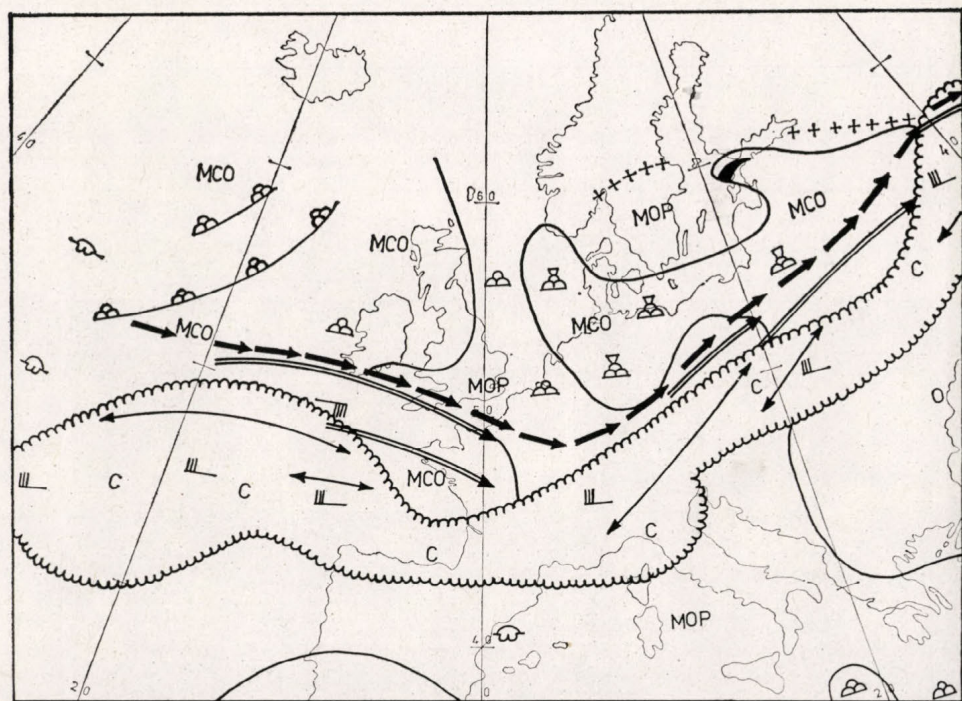


Рис. 2. Поле облачности из снимка метеорологического спутника 5. 11. 1969, 14 GMT.

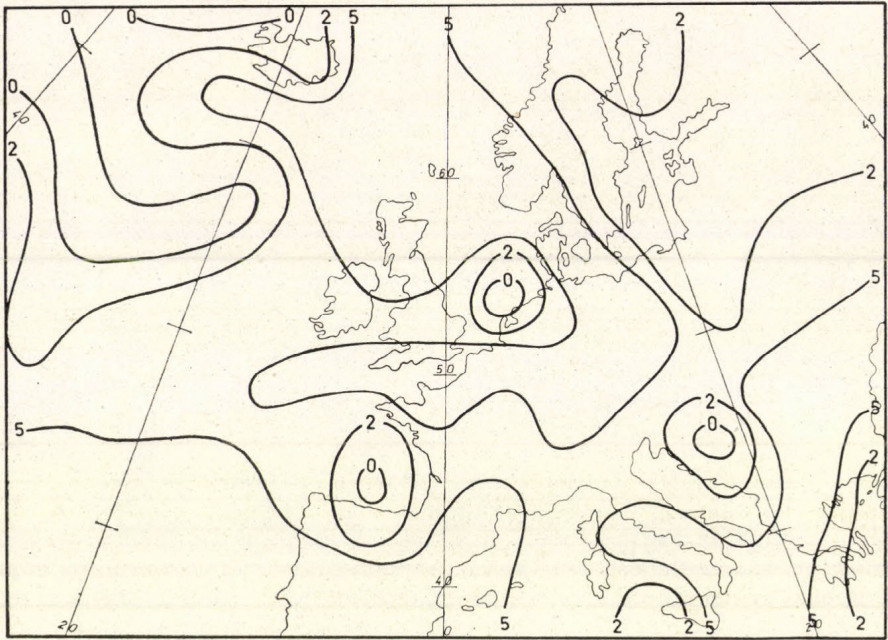


Рис. 3. Предсказанное поле дефицита точки росы $T - T_d$ в изобарической поверхности 850 мб. Начальные данные из радиозондовых измерений.

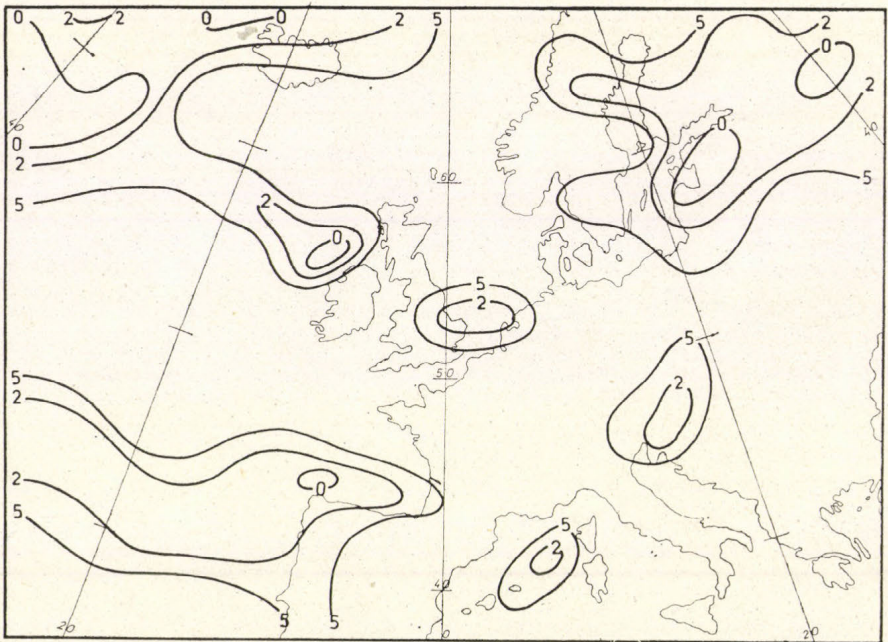


Рис. 4. Предсказанное поле дефицита точки росы $T - T_d$ в изобарической поверхности 700 мб. Начальные данные из радиозондовых измерений.

Решением системы (1) — (3) мы получили величины дефицита точки росы $T - T_d$ и вертикальных скоростей. Прогноз геопотенциала нас в описываемом эксперименте не интересовал.

Подробно мы занимались прогностическими величинами только для числа 5.11. 1969 12 GMT, потому что мы не могли в других случаях сравнивать прогноз облачности с наблюдением этой величины. Анализ снимков соответствовал 10 часам GMT. Двухчасовую разность между прогностическими и действующими данными облачности мы не обращали в внимание в дискуссии результатов.

На рисунках 3 и 4 показаны результаты прогноза величин $T - T_d$ в АТ 850 и 700 мб. Сравнивая эти результаты с картой действительной облачности (рис. 2), которая приблизительно соответствует стоку прогноза, возможно сказать, что изотерма $T - T_d = 5^\circ\text{C}$ АТ 850 мб хорошо соответствует положению фронтальной облачности. Не смотря на то, что фронтальная система с полосом облачности передвинулась далее к востоку. Это передвижение немного больше и нельзя его объяснить временной разницей между прогнозом и наблюдением метеорологического спутника. В конце концов показывается, что и без поля вертикальных скоростей возможно использовать прогноз поля влажности в АТ 850 мб для уточнения прогноза облачности. Что касается прогноза $T - T_d$ в АТ 700 мб (рис. 4), результаты не так удовлетворительны как у поверхности 850 мб.

В общем можно заключить, что прогноз полей влажности при помощи системы уравнений (1) — (3) возможно использовать в синоптической практике для уточнения прогноза погоды.

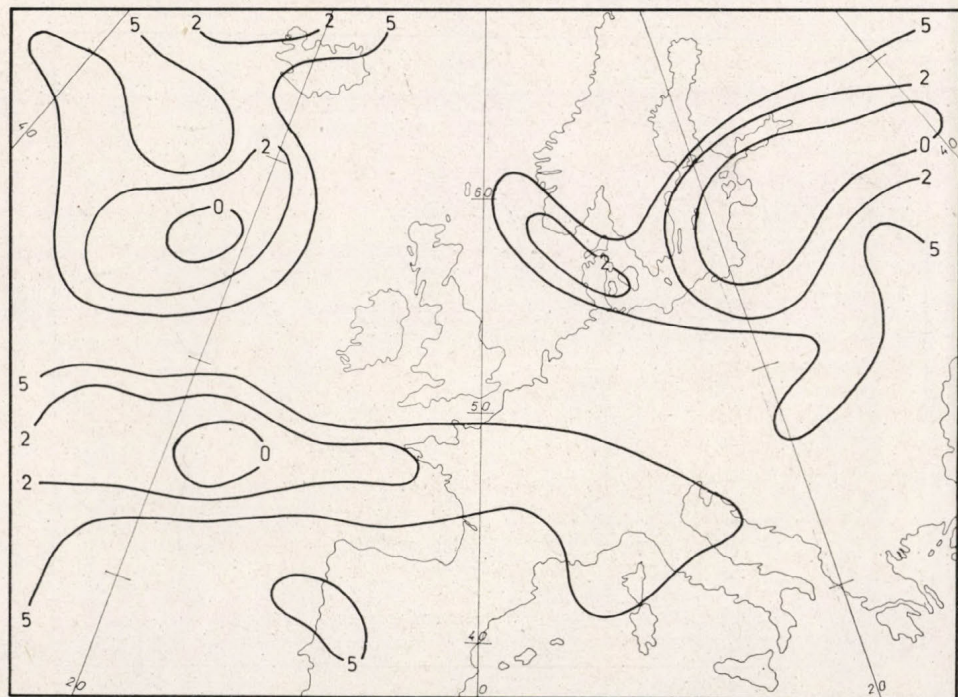


Рис. 5. Предсказанное поле дефицита точки росы $T - T_d$ в изобарической поверхности 850 мб. Начальные данные из спутника.

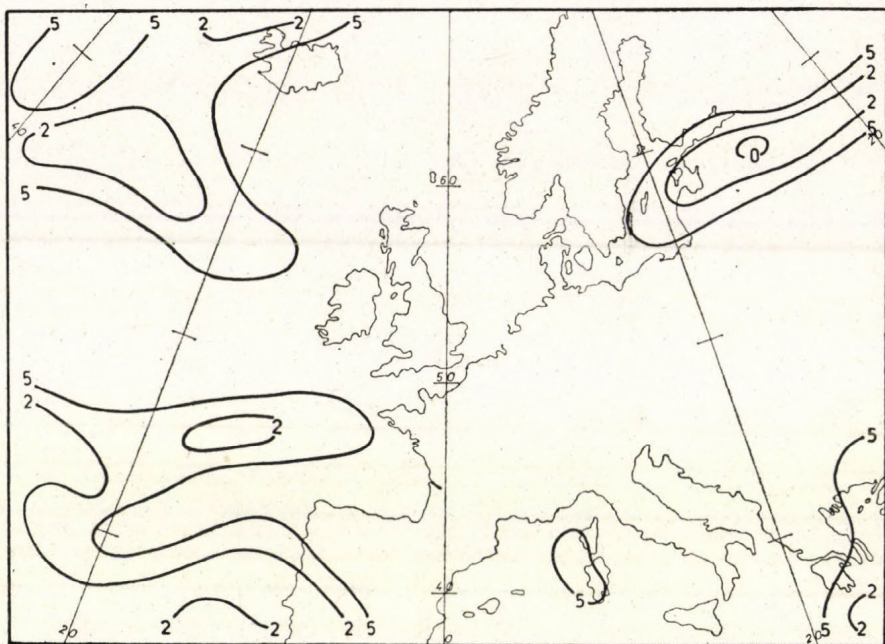


Рис. 6. Предсказанное поле дефицита точки росы $T - T_d$ в изобарической поверхности 700 мб. Начальные данные из спутника.

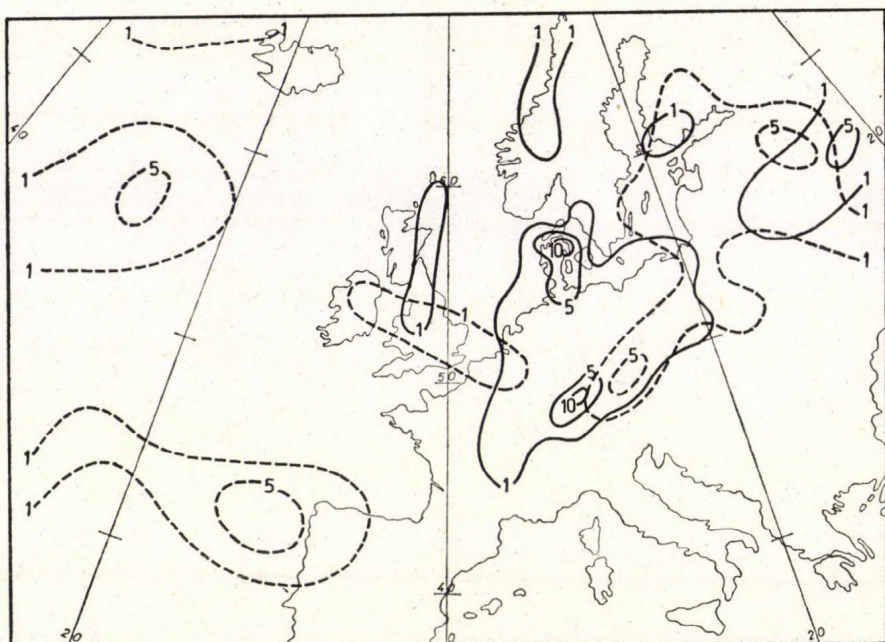


Рис. 7. Прогноз количества осадок — перерывная линия. Полная линия — действительное количество осадок. Начальные данные из радиозондовых измерений.

В выше описаном эксперименте были использованы данные $T - T_d$ из анализа радиозондовых измерений. В случае $T - T_d = 2^\circ\text{C}$ мы предполагали, что воздух уже насыщен.

В дальнейшем эксперименте мы обработали вводные данные дефицита точки росы $T - T_d$ субъективным образом при помощи снимков облачности по следующим правилам:

1. В районах фронтальной облачности мы прибавили узловым точкам изобарических поверхностей 850, 700 и 500 мб $T - T_d = 0^\circ\text{C}$. Вне этих областей мы предполагали сухой воздух с $T - T_d = 10^\circ\text{C}$.

2. В изобарической поверхности 1000 мбмы прибавили точкам, принадлежащим фронтальной облачности, дефицит точки росы равный величине $T - T_d = 4^\circ\text{C}$. Вне этой области аналогично с другими изобарическими поверхностями мы подставили $T - T_d = 10^\circ\text{C}$.

3. В качестве краевого условия в АТ 300 мб во всех точках прогностической области предполагалась одинаковая величина $T - T_d = 10^\circ\text{C}$.

С этими данными характеризующими условия влажности атмосферы, мы систему уравнений (1)–(3) вычисляли на 36 часов. Система, очевидно учитывающая влияние скрытой теплоты в области фронта, не показывала во время интегрирования никакие математические затруднения. Поля величин $T - T_d$ для АТ 850 и 700 мб изображены на рисунках 5 и 6. При решении уравнения (3) мы снова предполагали, что в воздухе не существует пересыщения и вес излишний водяной пар конденсирует в виде осадков.

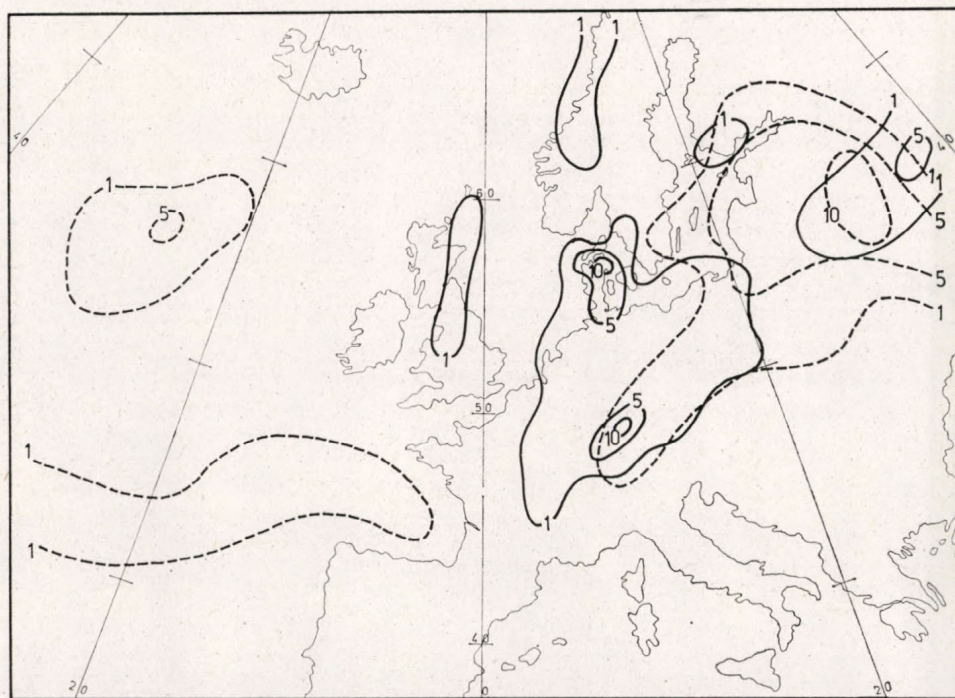


Рис. 8. Прогноз количества осадок — перерывная линия. Полная линия — действительные осадки. Начальные данные из спутника.

Результаты этого эксперимента для прогноза фронтальной облачности нельзя однозначно оценить. Между тем как в 850 мб поверхности изотерма $T - T_d = 5^\circ\text{C}$ ограничивает положение фронтальной полосы сравнительно хорошо, то над средней Европой это ограничение уже нет так хорошо выражено.

Рисунок 5 также хорошо обозначает облачность за фронтом в области южной Скандинавии. Тоже самое нельзя сказать о прогнозе поля влажности на АТ 700 мб (рис. 2 и 6).

В описаном случае, в котором было поле влажности в начале интегрирования выражено при помощи спутниковой информации, мы занимались также вопросом как изменяется в течении интегрирования поле влажности. Мы получили удивительный результат. Начальный сплошной полос выраженный изотермой $T - T_d = 0^\circ\text{C}$ существенно «высушился». Как показывают карты 5 и 6 останавливают из его только маленькие отдельные остатки. В области средней Европы это высушение наиболее выразительно. В действительности этот полос много не изменился, только он передвинулся к юговостоку (сравни рис. 1 и 2). Из полученного результата следует, что уравнение (3) надо в следующем исследовании усовершенствовать.

С другой стороны можно предполагать что резкая граница между насыщенным и сухим воздухом содействует быстрому и нежелательному высушиванию.

Нам кажется что не смотря на эти замечания возможно в первом приближении использовать предложенный подход подготовки начальных данных полей влажности.

Что касается прогноза осадков то сравнением наблюденного и предсказанного количества этих осадков (рисунки 7 и 8) показывается, что предсказанные величины обыкновенно меньше чем в действительности. В расчете не удалось предсказать осадки в области Дании. Синоптические наблюдения показали, что эти осадки находящихся далеко за фронтом, являлись конвективного характера.

3. *Заключение.* Из полученных результатов численного прогноза вытекает, что снимки облачности из спутников возможно удобно использовать как дополнительную информацию при объективном анализе полей влажности воздуха.

Кроме того нас результаты убедили в том, что для точного прогноза осадков является более значительным прогноз вертикальных скоростей чем точное значение областей с насыщением.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Bařka M., Kopáček J. (1974): Pětíparametrický model atmosféry s vlivem latentního a sensibílního tepla. Meteorologický ústav matematicko-fysikální fakulta KU, Praha

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 83. évf. 4. szám, 1979. július—augusztus
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83. No 4. July—August 1979. Budapest

Использование характеристик поля течения в объективном анализе спутниковых данных

ПАВЛА КОЧИКОВА, *Институт физики атмосферы ЧАН, Прага*

Az áramlási mező jellemzőinek felhasználása a műhold-adatok objektív analizisében. A meteorológiai műholdak szolgáltatta mindenfajta információ értelmezésével kapcsolatban fontos probléma az összehasonlítási (referencia) szintek meghatározása. Ebben a cikkben azokat a tapasztalatokat adjuk közre, amelyeket az alábbi témákban szereztünk: 1. A felhőspirál alakja és a hozzá tartozó áramlási mező képe közötti, empirikusan megállapított összefüggések pontosítása és kiterjesztése, 2. a relatív örvényesség változása és az áramvonalmező közötti, empirikus úton felállított összefüggés elméleti alapjainak meghatározása. Végül rámutatunk az eredményekből adódó fontosabb következtetésekre.

✱

Use of the characteristics of the stream field in the objective analysis of satellite data. In connexion with the interpretation of all types of satellite data it is important to determine appropriate reference levels. In this paper we describe our experience in the following fields: 1. Refinement and extension of some empirical relationships between the form of the cloud spiral and the corresponding picture of the stream field, 2. Determination of the theoretical foundation of the empirically obtained relationship between the change of the relative vorticity and the field of stream-lines. Finally, some conclusions are made on the basis of the findings described.

✱

1. Форму облачных спиралей изображенных метеоспутниками изучал уже целый ряд авторов, напр. [1, 2] и др. Также показались работы занимающиеся соотношениями между формой облачной спирали и полем течения.

Чтобы приобрести, уточнить и проверить представления о геометрии облачных спиралей и их пространственно распределении, изучались опять облачные формации, на этот раз при помощи многоканального изображения и на основе дигитальной формы снимков, приготовленной автоматическим микродензитометром управляемым вычислительной машиной.

Предполагая, что облачная спираль совпадает с некоторой кривой характеристической для поля течения в данном уровне (с линией тока), кривая репрезентирующая спираль была избрана так, чтобы она совпадала с самой четкой спиралевидной формацией в облачном поясе. Субъективным методом нужно было найти центр спирали, без того методы регрессии не были достаточно чувствительны.

Регрессион анализ спиралевидных включал следующие шаги: 1) Регрессия на циклонических спиралях изображенных на снимках в видимой части спектра (VIS),

2) регрессия на циклонических спиралях видимых на инфракрасных снимках (IR), кривая спирали нарисована субъективным путем,
 3) регрессия на циклонических спиралях на VIS и IR снимках при помощи оптическим путем дигитализированных VIS и IR снимков. Регрессия сделана в отношении к спирали Архимеда (АС), гиперболической спирали (ГС), логарифмической спирали (ЛС), полиному третьей степени (ПЛ 4) и клофоиде (КС). Уравнения этих спиралей в полярных координатах записаны как (1).

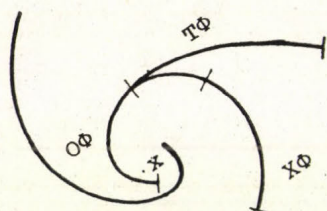


Рис. 1.

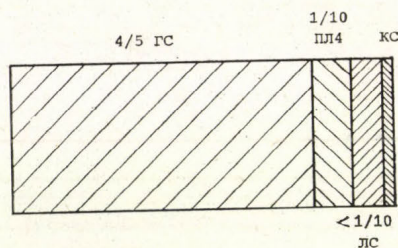


Рис. 2.

$$\begin{aligned}
 \text{АС} & \quad r = \alpha + \beta \vartheta, \\
 \text{ГС} & \quad \lg r = \alpha + \beta \vartheta, \\
 \text{ЛС} & \quad 1/r = \alpha + \beta \vartheta, \\
 \text{ПЛ 4} & \quad r = \alpha + \beta \vartheta + \gamma \vartheta^2 + \delta \vartheta^3, \\
 \text{КС} & \quad r = \alpha + \beta s + \gamma s^2,
 \end{aligned} \tag{1}$$

Регрессион анализ с шагами 1), 2), 3) был проведен отдельно для всей спирали и для ее частей содержащих фронт окклюзии (ОФ), комбинацию фронта окклюзии и теплого фронта (ОФ + ТФ), фронта окклюзии и холодного фронта (ОФ + ХФ) и для других спиралевидных поясов, на первый взгляд не принадлежащих к фронтальной системе (рис. 1.).

Математические методы подробно описаны в [3]. Лучшей корреляции было достигнуто для ГС (ПЛ 4), дальше для ЛС, в нескольких случаях облачная спираль была подобна клофоиде, ни в одном случае не появилась спираль Архимеда (рис. 2.).

Между ГС (ПЛ 4) и облачной спиралью появилась лучшая корреляция не только относительно других, но тоже в абсолютном смысле. В целом ряду случаев эта корреляция была удивительно отличная. Почти незначительно ухудшилась корреляция для автоматически дигитализированных снимков. Несомненно это зависит от разного качества VIS и IR снимков и главным образом от выбора неподходящего оптического метода дигитализации.

Что касается отдельных частей спирали, лучшей корреляции было достигнуто для ОФ (относительно и абсолютно), дальше для ОФ + ТФ и ОФ + ХФ. Это вполне отвечает теории [4] объясняющей разную динамическую обусловленность отдельных частей спирали. Для IR снимка опять корреляция немного ухудшилась (абсолютная). Это вероятно

можно объяснить и различной разрешающей способностью и различным качеством VIS и IR изображений.

При помощи итерационного метода описанного в [5] дальше были вычислены линии тока для изобарических уровней. Использовались оригинальные данные о ветре с сводок ТЕМП без какой-нибудь поправки. Вычислительная программа выбрасывала только ясные ошибки как скорость ветра $q > 100$ м/сек и направление ветра $\varphi > 360^\circ$. Пример автоматически нарисованного поля течения проведен на рис. 3. На

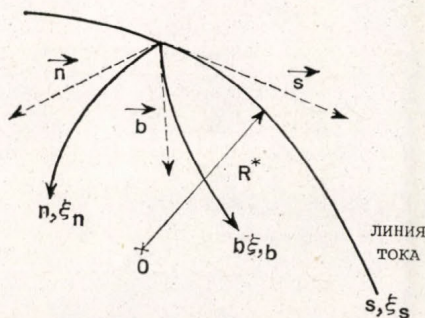


Рис. 3.

линии тока в форме спиралей лежащих в области облачного пояса сделан опять регрессионный анализ. Изучаемых случаев было немного меньше чем у снимков. Причиной того является большая требовательность машинного времени при использовании оригинальной вычислительной схемы. Сейчас изучается более экономичный вариант программы. Результаты регрессионного анализа вполне однозначно показывают на подобность спиралевидных линий тока и ГС (ПЛ 4) или ЛС. Другие сорта спиралей практически не появляются.

В случае полиномиальной записи в полярных координатах степень полинома (с третьей степени) не повышает точность анализа.

Эмпирическим путем тоже изучалась проекция теоретической пространственной спирали лежащей в плоскости напоминающей изобарическую поверхность на поверхность горизонтальную (изогиптическую) в z -системе. Результаты регрессии сделанной на кривые полученные этим способом показывают, что избранными методами не удалось обнаружить если спираль лежит в изобарической или в изогиптической поверхности. В дальнейшем выходит из предложения, что форма линий тока специально в уровнях 700—500 мб совпадает с облачной спиралью развитого циклона. Но надо подчеркнуть, что использование только двухканальной информации для детального исследования облачности (и больше еще неодинакового качества VIS и IR записи) не может дать удовлетворяющий ответ на вопросы касающиеся динамических характеристик. Поэтому сейчас начинается использование многоканальной информации.

2. Пусть введена координатная система $\vec{s}, \vec{n}, \vec{b}$, рис. 4. В этой координатной системе определены уравнения для трех компонент относительной завихренности при помощи общей инвариантной формы и уравнения состояния [6]. Вектор ветра вдоль линии тока можно написать как $\vec{v} = q \cdot \vec{s}$, другие символы принимают обыкновенное значение. Потому

что в случае снимков работается с плоским (горизонтальным) изображением, можно записать ξ_b как $\xi_{b=z}$. Уравнение для компоненты ξ_b запишется как

$$\frac{\partial \xi_b}{\partial s} + \xi_b \left(2 \frac{R^{-1} T^{-1} \partial^2}{\partial s} + T^{-1} \frac{\partial T}{\partial s} \right) f_2 \frac{R^{-1} \partial^2}{\partial s} - 2 \frac{(R^*)^{-1} \partial T}{\partial s} + T^{-1} \frac{\partial T}{\partial n} \frac{\partial^2}{\partial s} = 0. \quad (2)$$

Уравнение (2) показывает соотношение между относительной завихренностью ξ_b и геометрическими параметрами поля течения:

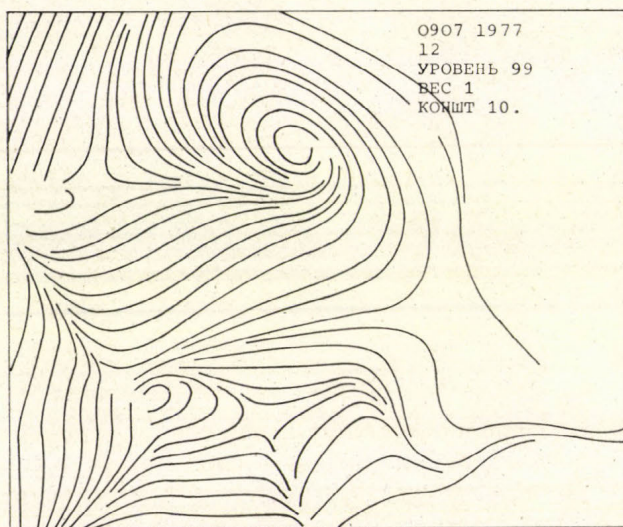


Рис. 4.

Радиусом кривизны R^* , удалением линий тока, изменением модуля ветра и изменением температуры в направлении векторов \vec{s} , \vec{n} , \vec{b} ; f = параметр Кориолиса, R = газовая постоянная. Уравнение (2) почти не является чувствительным к поворачиванию горизонтальной плоскости, в которой лежат векторы \vec{s} , \vec{n} . Можно сказать, что для маленьких углов сравнимых с обыкновенными наклонами фронтальных плоскостей применение уравнения (2) является допустимым [6].

Из уравнения (2) или из его модификации заданной геометрией изучаемой плоскости, вытекает несколько последствий:

Аа) Если вторичные центры завихренности определены как например в [7], можно сказать, что так называемая вторичная завихренность описанная при помощи уравнения (2), поддерживает возникновение вторичных центров завихренности. Можно сказать, что вторичные центры завихренности являются центрами вторичной завихренности [6].

Аб) Центры вторичной завихренности находятся в холодном воздухе.

Ав) Форма и интенсивность вторичных центров завихренности зависят от формы линий тока и от изменений модуля ветра вдоль линии тока.

Вторичные центры завихренности были открыты на снимках из метеоспутников, в большинстве случаев без одновременной регистрации

на синоптических картах погоды. Если удастся найти температурную сингулярность в высших изобарических уровнях, в местности, где находится облачный вторичный центр завихренности, то можно думать о появлении вторичной завихренности в окрестности или о возникновении территории термодинамической неустойчивости и повышенной конвекции.

Ба) Уравнение (2) не включает в себе ограничения касающиеся масштаба атмосферного явления. Если например решается задача

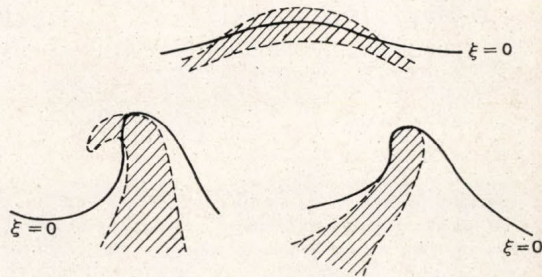


Рис. 5.

проникновения энергетической струи в вихрь [4], потом при переходе из области индуцированного течения в область собственного течения вихря появляются значительные изменения завихренности и изменяются условия конвекции.

Уравнением (2) можно пользоваться тоже при изучении течения синоптического масштаба.

В) В работе [8] описано использование параметров морфологии облачности в уточнении анализа метеорологических полей. На рис. 5 можно видеть например положение линии нулевой относительной завихренности в отношении к положению облачного пояса соединенного с развивающейся волной на фронте или с возникновением нового циклона у вершины волны на фронте.

На основе аналитического разрешения системы полных уравнений была показана возможность возникновения волны на фронте в определенном удалении от гидродинамического вихря [9]. Были тоже сконструированы линии тока вблизи деформированного фронтального раздела. Из уравнения (2) непосредственно вытекает различная величина ξ_b «внутри» и «вне волны» или в «теплой» и «холодной» воздушных массах.

Для искусственно созданных данных лежит линия нулевой завихренности естественно на крае облачного пояса. Сейчас задача решается для реальных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] A. Gottwald, *Studia geoph. et geod.* 12, 111 (1968)
- [2] Т. П. Попова, Международный симпозиум по космической метеорологии, Москва 1970
- [3] Р. Коžíková, *Met. Zprávy* 31, 134 (1978)
- [4] Р. Коžíková, *Studia geoph. et geod.* 23 (1979), будет опубликовано.
- [5] Р. Коžíková, *Met. Zprávy* 32 (1979),
- [6] Р. Коžíková, *Studia geoph. et geod.* 21, 185 (1977)
- [7] Л. С. Минина. Практика анализа, Гидрометеиздат, Ленинград 1970.
- [8] G. A. M. Kelly, *Mon. Wea. Rev.* 106, 870 (1978)
- [9] Р. Коžíková, *Studia geoph. et geod.* 17, 59 (1973)

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 83. évf. 5. szám. 1979. szeptember–október
Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 83. No 5. Sep–Oct 1979 Budapest

A napi hőmérsékleti szélsőségek együttes gyakorisági eloszlásának néhány jellemzője Magyarországon

KÁROSSY CSABA, JATE Éghajlattani Tanszék, Szeged

Some characteristics of the simultaneous frequency distribution of the daily maximum and minimum temperatures in Hungary. The strong positive correlation between the daily extreme temperatures indicates that the relation of these two random variables is subject to strict conditions. One of these conditions ($\xi \cong \eta$) determines the statistical field which can be filled theoretically by the simultaneous (related) values of the two random variables. The statistical field so defined may be divided into subdomains according to given temperature intervals between the two variables (eg. 10°), by a simple coding procedure. The coding system described in the paper makes it possible to classify and to analyze the daily extreme temperatures for any climatic region of the earth. The two-dimensional simultaneous frequency distribution of the daily extreme temperatures in Hungary, hitherto unknown, is described by figures showing the simultaneous two-dimensional yearly frequency distribution for two stations, as well as by tabulated values for 8 stations grouped according to the code types. The detailed analysis of the simultaneous frequency distribution of the daily extreme temperatures is useful for climatological comparisons and for applications in bio- and agrometeorology.

*

Egy adott helyen mért napi maximum- és minimum-hőmérsékletek igen szoros kapcsolatban vannak egymással. A napi maximum-hőmérsékletek lehetséges értékeinek határait az ugyanazon napok minimum-hőmérsékletei bizonyos mértékig meghatározzák. Csaknem ugyanolyan mértékű függőségi viszony van a napi minimum-hőmérsékletek és az előző napi maximum-hőmérsékletek között is. A fentiek alapján egyértelmű tehát, hogy a napi hőmérsékleti szélsőségeket jelentő ξ és η valószínűségi változók együttes gyakorisági eloszlásának vizsgálatához, a valószínűségi változók véletlen értékei kapcsolatának feltárásához figyelembe kell vennünk a feltételes valószínűségi mezők eredményrendszerére vonatkozó ismert matematikai statisztikai összefüggéseket.

A feltételes valószínűségek eloszlásfüggvényeinek statisztikai jellemzői alapján a ξ tetszőleges valószínűségi változó „B” feltételre vonatkozó feltételes eloszlásfüggvényén az

$$F(x/B) = P(\xi < x/B) = P(A_x/B)$$

függvényt értjük, ahol az A_x jelentése az $\xi = \xi(\omega)$ nivóhalmazain a $\xi(\omega) < x$ egyenlőtlenség által definiált halmaz, ahol az x tetszőleges valós szám. Ekkor az

$$F(x) = P(A_x) = P(\xi < x)$$

függvényt a valószínűségi változó eloszlásfüggvényének nevezzük [1]. Ha az így definiált feltételes eloszlásfüggvényt abszolút folytonosnak tekintjük, akkor deriváltja

$$f(x/B) = F'(x/B)$$

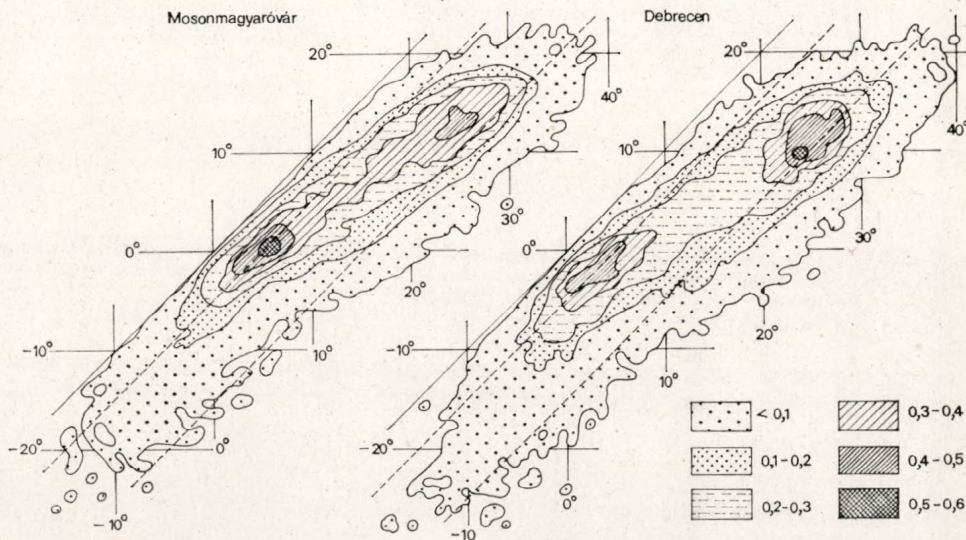
ξ -nek a „B” feltételre vonatkozó feltételes sűrűségfüggvénye. A fentiek alapján ugyanez vonatkozik az η tetszőleges valószínűségi változó „A” feltételére vonatkozó feltételes eloszlásfüggvényére is, ez

$$F(y/A) = P(\eta < y/A)$$

szerint. A fenti feltételes valószínűségi eloszlásfüggvény sűrűségfüggvénye

$$f(y/A) = F'(y/A)$$

amely az η -nak az „A” feltételre vonatkozó feltételes sűrűségfüggvényét adja meg.



I. ábra: A napi hőmérsékleti szélsőségek évi együttes kétdimenziós gyakorisági eloszlása 1°-os hőmérsékleti intervallumonként Debrecenben és Mosonmagyaróváron (1901 – 1960)

A napi maximum-hőmérsékletek (ξ valószínűségi változó) „B” feltételre (vagyis a napi minimum-hőmérsékletekre) vonatkozó feltételes eloszlásfüggvényéről megállapíthatjuk, hogy az alulról korlátos, hiszen a ξ értékei mindenkor nagyobbak az η értékeinél, vagy $\xi \geq \eta$ értéket vehetnek föl.

A $\xi = \eta$ értékeit kijelölő egyenes egyértelműen meghatározza a ξ és η valószínűségi változók értelmezési tartományát, vagyis az $y = x$ egyenes fölötti kétdimenziós statisztikai mezőt a napi szélsőhőmérsékletek együttes eloszlásának vizsgálatánál mint lehetetlen eseményt kell tekintenünk.

A $\xi \geq \eta$ összefüggés alapján az $y = x$ egyenes a napi maximum és minimum hőmérsékletek különbségét kifejező napi hőmérsékleti ingásnak a hőmérsékleti skálán való elhelyezkedését is egyértelműen meghatározza. Az egyenestől adott távolságban elhelyezkedő párhuzamosok segítségével meghatározhatjuk a szélsőhőmérsékletek kétdimenziós gyakorisági eloszlásmezőjében vizsgált, adott nagyságú napi hőmérsékleti ingások előfordulásait. A fentiek értelmében a napi hőmérsékleti szélsőségek együttes gyakorisági eloszlásának kétdimenziós statisztikai vizsgálata egyúttal lehetővé teszi a napi hőmérsékleti ingások szélsőhőmérsékletekkel együtt történő tanulmányozását.

Dolgozatunkban Mosonmagyaróvár, Keszthely, Pécs, Budapest, Kalocsa, Kecskemét, Szeged és Debrecen 60 évi (1901–1960) adatsora napi szélső-hőmérsékletei évi együttes kétdimenziós gyakorisági eloszlását vizsgáljuk a kétdimenziós feltételes valószínűségi eloszlásmező fentebb megállapított jellemzői figyelembevételével.

A napi maximum-hőmérsékletek ξ valószínűségi változója értékeit az abszcisszán, a minimum hőmérsékletek η valószínűségi változója értékeit pedig az ordinátán 1° -os hőmérsékleti intervallumokba sorolt gyakoriságokkal tüntettük fel.

I. TÁBLÁZAT

A napi hőmérsékleti szélsőségek korrelációs együtthatói (r) és regressziós egyenesének (a) és (b) együtthatói az 1901–1960 közötti időszak évi mintájára vonatkozóan

	Korrelációs együttható	Regressziós egyenes	
	r	a	b
Mosonmagyaróvár	0,9111	0,69	-4,64
Keszthely	0,9306	0,73	-4,71
Pécs	0,9100	0,71	-4,75
Kalocsa	0,9356	0,72	-4,98
Budapest	0,9293	0,69	-3,98
Kecskemét	0,9065	0,69	-5,38
Szeged	0,9379	0,74	-5,15
Debrecen	0,9000	0,69	-6,12

Az 1. ábra Debrecen és Mosonmagyaróvár napi szélsőhőmérsékletei évi együttes kétdimenziós gyakorisági eloszlását mutatjuk be.

Az együttes empirikus gyakorisági eloszlások vizsgálatából megállapítható, hogy az évi mintánál igen erős pozitív előjelű sztohasztikus kapcsolat van a napi szélsőhőmérsékletek között. Az erős kapcsolatot jelző korrelációs együtthatókat és a regressziós egyenesek együtthatóit a vizsgált nyolc állomásra az I. táblázatban közöljük.

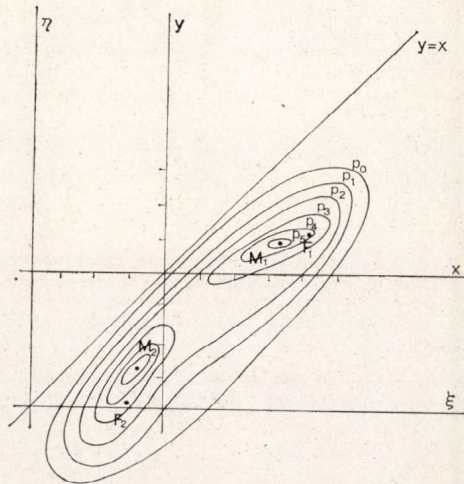
A táblázat adatait értékelve megállapíthatjuk, hogy az évi korrelációs együtthatók egész minimális eltérései ellenére (0,90–0,94) az együtthatók zónális elrendeződést mutatnak. A korrelációs együtthatók értéke északról délre haladva növekszik. A két klimafaktor kapcsolatának fenti sajátossága, véleményünk szerint, az advekción és sugárzási tényezők arányának korábbi munkánkban kimutatott területi elrendeződésével magyarázható [12].

A napi maximum- és minimum-hőmérsékletek közötti szoros sztohasztikus kapcsolatot és területi sajátosságot mutatják a regressziós egyenesek együtthatói is. A regressziós egyenesek meredekségét megadó a együtthatók is déli irányban növekvő zonalitást mutatnak. Az erősebb sugárzás hatására a napi maximum-hőmérsékletek erősebben befolyásolják a napi minimum-hőmérsékleteket.

A regressziós egyenesek b együtthatói már kevésbé mutatják a fentebb említett zonalitást. A regressziós egyenes y tengelyen való áthaladását, vagyis a 0°C -os napi maximumokhoz tartozó átlagos napi minimumokat megadó értékek területi elrendeződésében a fentiekkel ellentétben nyugat–keleti irányú növekedés figyelhető meg. A legalacsonyabb értékek az alföldi terüle-

teken található ($-5,15^{\circ}\text{C}$ – $6,12^{\circ}\text{C}$), szemben a dunántúli állomások magasabb értékeivel ($-4,64^{\circ}\text{C}$). Különösen figyelemre méltó a 0° -os napi maximumokhoz tartozó átlagos minimumok budapesti legmagasabb értéke ($-3,98^{\circ}$), ami egyértelműen mutatja Budapest jellegzetesen eltérő és a szélsőhőmérsékletek együttes gyakorisági eloszlásából is kimutatható városklimáját [14].

Az eloszlásmezők vizsgálatából (1. ábra) megállapítható, hogy mind a napi maximum hőmérsékletekre vonatkozó maximumok, mind pedig a maximumokra vonatkozó minimumok esetében változó mértékű, de erős kötődés



2. ábra. A napi hőmérsékleti szélsőségek évi együttes kétdimenziós gyakorisági eloszlásának elméleti rendszere

mutatkozik. Az $y=x$ tengely alatt elhelyezkedő évi eloszlásmező nagyjából ellipszis alakot vesz fel. A regressziós egyenes mentén erősen megnyúlt ellipszis az alsó, nagy ingástartományú részeinél eléggé szabdaltságot mutat. Az együttes előfordulások szélső határát jelölő kétdimenziós statisztikai mező feldarabolódása a nagy hőmérsékleti ingások viszonylag ritka hazai előfordulásaival magyarázható [2]. A napi hőmérsékleti szélsőségek azonos nagyságú ($0,1$, $0,1-0,2$, $0,2-0,3$, $0,3-0,4$ stb. %) (p_1 , p_2 , p_3 stb.) évi együttes relatív gyakorisági értékeit meghatározó eloszlásmezők a fentiekhez hasonlóan szintén az ellipszissel közelíthetők legjobban. Az adott nagyságú évi együttes relatív gyakoriságok sűrűségvetületeinek izometrikus vonalai a szélső hőmérsékletek évi menetének periodicitása miatt két móduszú sűrűségfelületet határoznak meg. A $0,4-0,5\%$ -nál nagyobb relatív gyakoriságokkal megjelenő kettős módusz okát a Takács által kifejtett és egydimenziós eloszlásokra értelmezett évi menet periódikusságával magyarázva, a legnagyobb gyakoriságú értékeket körülhatároló izometrikus görbék a napi szélső hőmérsékletek együttes előfordulásainak évi halmozódását mutatják [4].

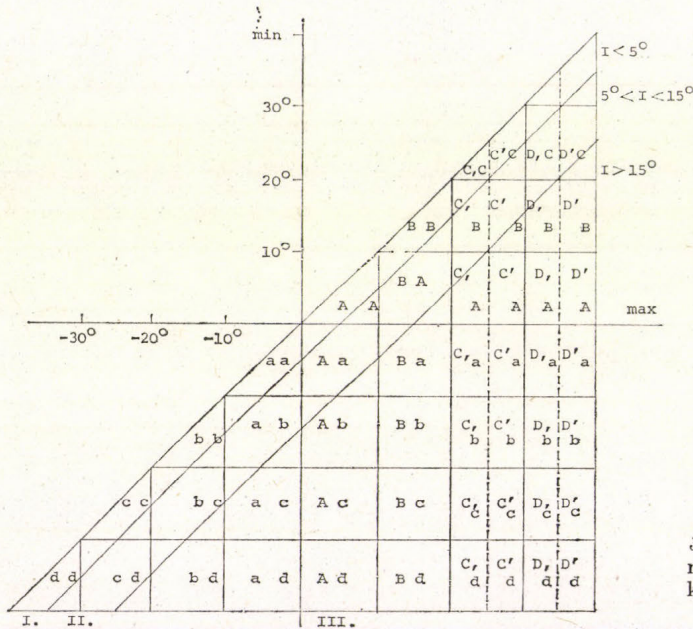
A nyári szélső hőmérsékleteknek megfelelő módusz a sűrűségvetületek ellipsziseinek jobb oldali fókuszpontja körül, a téli szélső hőmérsékletek által alkotott módusz pedig az ellipszisek bal oldali fókuszától mintegy 10° -ra a felső fókuszpont felé eltolva jelenik meg.

A napi szélső hőmérsékletek évi együttes kétdimenziós gyakorisági elosz-

lásának fentebb vázolt rendszerét a 2. ábrán mutatjuk be. Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a napi hőmérsékleti szélsőségek együttes gyakorisági eloszlásának kétdimenziós statisztikai feldolgozásával a korábbi eloszlásvizsgálatoknál átfogóbb és komplexebb rendszerben tanulmányozhatjuk a napi hőmérsékleti szélsőségek előfordulásainak területi és időbeli rendszerét [5, 6].

A kétdimenziós együttes gyakorisági eloszlásvizsgálat lehetővé teszi a szélsőhőmérsékleti küszöbnapok hagyományos tipizálásának [7, 8] a továbbfejlesztését is.

Ha a napi maximum- és minimum-hőmérsékletek együttes gyakorisági



3. ábra. Az együttes kétdimenziós szélsőhőmérséklet küszöbnap-tipizálás kódolásának rendszere

eloszlását a korábbi szélsőhőmérsékleti küszöbértékeknek megfelelően 10°-os hőmérsékleti osztályokba csoportosítva vizsgáljuk, az agro- és biometeorológiai kutatásokhoz jobban felhasználható új, komplex kétdimenziós szélsőhőmérsékleti küszöbnap tipizálást hozhatunk létre.

A kétdimenziós tipizálásban a napi maximum- és minimum-hőmérsékletek együttes előfordulásainak a fentebb vázolt statisztikai mezőben való elhelyezkedése alapján egymástól elkülönülő intervallum csoportokat határozhatunk meg. A feltételes valószínűségek eloszlásfüggvényeire megállapított, egymásra vonatkozó feltételeket így szigorú, — a küszöbértékeknek megfelelő —, diszkrét eloszlásokra bonthatjuk fel. Az adott napi maximum-hőmérsékletekhez tartozó napi minimum-hőmérsékletek intervallumai a két változó egymásra vonatkozó feltételeinek kétdimenziós rendszerét adják meg. A fenti kétdimenziós statisztikai mező sűrűségintervallumai így egyértelműen a két változó összetartozó, feltételes intervallumainak megadásával különíthetők el.

A ξ és η valószínűségi változók együttes értékeinek bevezetőben említett korlátossága folytán a kétdimenziós sűrűségintervallumok is korlátosak. Az összetartozó intervallum határok lehetséges értékeinek kétdimenziós rendszerben a következő kombinációi lehetségesek.

$$\begin{array}{ll} \xi > 0 \text{ } ^\circ\text{C} & \eta > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \\ \xi > 0 \text{ } ^\circ\text{C} & \eta < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \\ \xi < 0 \text{ } ^\circ\text{C} & \eta < 0 \text{ } ^\circ\text{C} \end{array}$$

II. TÁBLÁZAT

A napi maximum- és minimum hőmérsékletek adott intervallumaihoz tartozó esetek évi átlagos száma a vizsgált állomásokon (1901–1960), (1964)

	Mosonmagyar- óvár	Keszt- hely	Pécs	Buda- pest	Kalocsa	Szeged	Kecs- kemét	Debre- cen
c c	0,55	—	—	—	—2	—	0,09	0,04
b b	0,55	0,51	0,55	0,44	0,62	0,91	0,62	0,55
b c	0,22	0,04	0,33	0,05	0,27	0,47	0,88	0,91
a a	15,16	15,55	18,10	16,02	15,01	18,14	19,14	19,57
a b	0,36	6,27	8,04	5,44	0,28	9,78	12,53	15,19
a c	0,22	0,11	0,40	0,02	4,72	0,37	0,69	1,24
A A	50,32	48,06	40,19	58,39	49,2	35,73	33,42	6,66
A a	54,91	50,33	56,18	44,49	48,58	60,97	62,78	28,0
A b	0,88	0,80	0,99	0,29	0,84	0,69	1,39	62,92
B B	19,36	21,83	19,49	19,07	16,94	15,40	13,00	10,08
B A	80,67	81,86	79,86	74,24	79,75	79,09	75,85	69,90
B a	6,57	4,38	8,07	2,81	4,16	6,02	11,72	17,03
C' C	—	—	—	0,02	0,02	0,02	—	—
C' B	44,98	51,68	47,49	45,44	44,74	45,88	35,72	30,02
C' A	21,04	16,17	19,28	14,78	17,37	17,70	27,50	32,47
C' a	0,04	—	0,08	0,02	—	—	0,11	0,44
C' C	0,18	0,77	0,58	0,66	0,40	0,29	0,04	0,02
C' B	46,65	50,78	45,59	56,89	55,68	52,76	45,76	39,37
C' A	3,62	0,95	4,89	2,34	1,68	1,83	7,34	12,82
D' C	0,29	1,61	1,13	2,79	1,99	1,28	0,29	0,04
D' B	10,50	12,74	12,78	19,08	20,73	16,13	14,64	15,52
D' A	0,06	—	0,07	0,02	0,02	0,04	0,37	0,80
D' C	0,18	0,47	0,13	1,02	1,19	0,69	0,15	0,15
D' B	0,44	0,29	0,88	0,88	0,99	1,02	1,13	1,46

A fentieknek megfelelően a $[\xi]$ intervallumok pozitív értékeihez pozitív és negatív $[\eta]$ intervallumok a $[\xi]$ negatív értékeihez pedig csak negatív $[\eta]$ tartozhatnak. A továbbiakban a ξ intervallumokat és az η intervallumokat $[\xi]$ és $[\eta]$ szimbólumokkal jelöljük.

Ha a $[\xi] > 0$ szerinti csoportosításnál a $[\xi], [\eta] > 0$ eseteire bevezetjük az *abc* nagy betűivel, az $[\eta] < 0$ eseteire pedig a kis betűkkel történő jelölést, az egymásra vonatkozó feltételek közül a $[\xi]$, tehát a napi maximum-hőmérsékleti intervallumok jelölését tekintjük elsőnek, a $[\xi], [\eta]$ intervallumokat kódoló, egymás után következő betűk pedig mindkét változónál az origótól $\pm \infty$ irányban 10° -onként követik egymást. Így két betűvel megadható kódolás rendszert kapunk, amely az *abc* egymás után következő kis és nagy betűinek kombinációival csoportosítja a kétdimenziós szélső-hőmérsékleti statisztikai mező ismertetett sűrűségintervallumait.

Az ismertetett tipizálás kódrendszerét a 3. ábrán mutatjuk be. A 3. ábrán

megadott kódtípusok a hazánkban előforduló napi szélsőhőmérsékleti kombinációk osztályozását tartalmazzák. A kódolás rendszer az *abc* betűinek folytatásával lehetővé teszi földünk bármely klímaterületén előforduló napi szélsőhőmérsékletek együttes kétdimenziós csoportosítását.

A szélsőhőmérsékletek küszöbnapjainak korábbi tipizálása bizonyos hőmérsékleti intervallumoknál (25° , 35°) lehetővé teszi a részletesebb (5° -os) csoportosítást is. Az ilyen részletesebb csoportosítás biztosítása érdekében

MELEG ÉJJEL	DERMESZTŐ NAP	TÉLI NAP	OLVADÁSOS NAP	HÜVÖS NAP	MELEG ÉJJEL kis ingás	MELEG ÉJJEL köz. ingás	MELEG ÉJJEL nagy ingás	HŐSÉG TUL. MELEG ÉJJEL nagy ingás	FORRÓ TUL. MELEG ÉJJEL köz. ingás
ENYHE ÉJJEL				HÜVÖS kis ingás	KELLEMESE ENYHE köz. ingás	KELLEMESE ENYHE köz. ingás	KELLEMESE ENYHE nagy ingás	HŐSÉG ENYHE köz. ingás	FORRÓ ENYHE nagy ingás
HIDEG ÉJJEL			OLVADÁSOS HIDEG köz. ingás	HÜVÖS HIDEG köz. ingás	KELLEMESE HIDEG köz. ingás	KELLEMESE HIDEG nagy ingás	NYÁRI HIDEG nagy ingás	HŐSÉG HIDEG nagy ingás	
FAGYOS ÉJJEL		TÉLI FAGYOS köz. ingás	OLVADÁSOS FAGYOS köz. ingás	HÜVÖS FAGYOS köz. ingás	KELLEMESE FAGYOS köz. ingás	KELLEMESE FAGYOS nagy ingás			
ZORD ÉJJEL	DERMESZTŐ ZORD köz. ingás	TÉLI ZORD köz. ingás	OLV. ZORD köz. ingás	HÜVÖS ZORD köz. ingás	KELLEMESE ZORD köz. ingás	KELLEMESE ZORD nagy ingás	NYÁRI NAP	HŐSÉG NAP	FORRÓ NAP
ZIMANKÓS ÉJJEL	DERM. ZIM. köz. ingás	DERMESZTŐ ZIMANKÓS köz. ingás	TÉLI ZIM. köz. ingás	TÉLI ZIMANKÓS nagy ingás					

4. ábra. Az együttes kétdimenziós szélsőhőmérséklet küszöbnap-tipizálás elnevezéseinek rendszere

kódolás rendszerünkben a 10° -os hőmérsékleti intervallumokon belüli 5° -os küszöbértékek jelölésére az adott változó 10° -os intervallumát jelölő betű mellett alsó és felső vessző alkalmazását. A fentiek értelmében például a 25° és 30° közötti intervallumba tartozó maximum-hőmérsékleteket az érintett változó *C* betűje mellett alkalmazott felső vesszővel jelölhetjük (például a 26° -os maximum és 7° -os minimumu napok kódolása $C^{\prime}A$).

A II. táblázat a vizsgált meteorológiai állomások fenti kódtípusok szerint csoportosított együttes kétdimenziós gyakoriságai napokban megadott évi átlagos értékeit tartalmazza. A különböző típusok évi átlagos gyakoriságai állomásonként jelentősen eltérő értékekkel szerepelnek, átlagosan mintegy 20–30%-os eltérések mutatkoznak.

A 3. ábrán és a II. táblázatban bemutatott tipizálás tovább fejleszthető a napi hőmérsékleti ingások nagyságának a bevezetőben említett sajátosságai

figyelembevételével. Ha a napi hőmérsékleti ingásokat három csoportba soroljuk aszerint, hogy az $I > 5^\circ$ (kis ingású napok), $5^\circ \leq I \leq 15^\circ$ (közepes ingású napok), és $I < 15^\circ$ (nagy ingású napok), akkor ezek a hőmérsékleti ingáskategóriák az $y=x$ tengellyel párhuzamos statisztikai mezőket határoznak meg. Így kapjuk a 4. ábrán feltüntetett további kód felosztást a kis, közepes és nagy ingású napok szerint. A 4. ábrán bemutatott osztályozás alapján csoportosított együttes kétdimenziós gyakoriságok napokban

III. TÁBLÁZAT

A napi maximum- és minimum-hőmérsékletek adott intervallumaihoz tartozó esetek évi átlagos száma kis ($I \leq 5^\circ$) napi hőmérsékleti ingásoknál (1901–1960), (1964)

	Mosonmagyar- óvár	Keszthely	Pécs	Buda- pest	Kalocsa	Szeged	Kecskemét	Debrecen
b c	—	—	—	0,02	—	0,03	0,07	—
b b	0,32	0,32	0,34	0,13	0,26	0,44	0,22	0,18
a b	1,24	1,12	1,52	0,54	1,07	1,44	1,35	0,65
a a	11,98	12,19	14,47	9,90	11,28	13,62	14,94	9,95
A a	22,93	19,74	23,93	14,75	20,12	21,40	20,14	11,88
A A	34,79	32,30	26,17	34,69	28,89	22,17	20,12	11,64
B A	10,53	10,39	10,07	6,43	8,36	7,38	5,84	2,17
B B	7,92	9,77	8,02	5,51	6,87	5,77	4,97	1,50
C'B	1,32	2,17	1,43	0,51	1,47	1,10	0,51	0,03
C'C	—	—	—	0,02	0,02	0,02	—	—
C'C	—	0,03	—	—	—	0,03	—	—
D'C	—	—	—	—	—	—	—	—
	91,03	88,03	85,95	72,50	78,34	73,40	68,16	38,00

megadott évi átlagos értékeit a vizsgált nyolc állomásra a III., IV. és V. táblázatokban közöljük. Ez utóbbiakban közölt együttes kétdimenziós szélsőhőmérsékleti gyakoriságok a szélsőhőmérsékletek hazai eloszlásának már ismert rendszerét mutatják [9]. A kontinentális hatások alföldi területeken való erősebb érvényesülése látható a kis napi hőmérsékleti ingású napok kecskeméti és debreceni alacsony értékeiből (68,16 és 38 nap), szemben például az óceáni klíma erősebb befolyása alatt álló Mosonmagyaróvárral (91,03 nap). A nagy hőmérsékleti ingású napok száma viszont éppen ellenkezőleg az alföldi területeken a legnagyobb (47,29 és 89,6 nap) [10].

A kétdimenziós szélsőérték küszöbnapok hőmérsékleti ingások alapján csoportosított átlagos évi száma állomásonként minden típusban jelentősen eltér. Néhány típus esetében csak 1–2-szeres, a legtöbb típusnál azonban 3–4-szeres, sőt sok esetben nagyságrendi különbségek mutatkoznak az egyes gyakoriságok között. A III–V. táblázat adatainak teljes információ tartalmát jelen dolgozatban nem áll módunkban tárgyalni, csupán az agro-meteorológiai és bioklimatológiai kutatásokhoz napjainkban egyre fontosabbá váló részletes szélsőhőmérsékleti vizsgálatokhoz [11]. És elemegyüttes feldolgoásokhoz kívántunk az adatok közlésével hozzájárulni.

A dolgozatban felvetett kétdimenziós szélsőhőmérséklet tipizálás természetesen a hagyományos szélsőhőmérsékleti küszöbnap rendszerezéssel és nevezéktannal együtt is felhasználható, azzal összeegyeztethető. A 4. ábrán bemutatjuk az ismertett kódtípusoknak megfelelő magyar nyelvű nevezék-

tan javasolt rendszerét. A szavakkal megadott kétdimenziós nevezéktanban a napi szélsőhőmérsékletek kettős elnevezéseinél a maximum-hőmérsékletek típusát jelölő szó után a *nap*, a minimum-hőmérsékletek elnevezései után pedig az *éjjel* szó alkalmazását javasoljuk.

A napi maximum-hőmérsékletek ugyanis többnyire a nappali órákban, a minimum-hőmérsékletek pedig általában az éjszakai, hajnali órákban követ-

IV. TÁBLÁZAT

A napi maximum- és minimum-hőmérsékletek adott intervallumaihoz tartozó esetek évi átlagos száma közepes ($5^\circ \leq I \leq 15^\circ$) napi hőmérsékleti ingásoknál (1901–1960), (1964)

	Moson- magyar- óvár	Keszthely	Pécs	Buda- pest	Kalocsa	Szeged	Kecskemét	Debrecen
c c	—	—	—	—	—	—	—	—
b c	0,22	0,05	0,29	0,03	0,22	0,44	0,77	0,97
b b	0,23	0,20	0,20	0,25	0,37	0,47	0,40	0,35
a c	0,17	0,05	0,22	0,02	0,17	0,23	0,33	0,82
a b	7,03	5,12	6,50	4,89	7,38	8,29	11,10	13,98
a a	4,27	3,37	3,69	6,10	3,76	4,53	3,65	9,58
A b	0,60	0,68	0,62	0,22	0,77	0,47	1,10	2,00
A a	31,53	30,64	32,10	29,65	29,85	39,41	42,14	54,70
A A	15,03	15,72	14,06	23,70	15,24	13,55	12,78	14,93
B a	4,40	3,53	5,37	1,97	3,52	4,75	7,19	5,76
B A	66,80	70,38	67,20	64,73	69,50	69,97	66,54	59,44
B B	11,31	12,16	11,43	13,55	10,00	9,64	8,03	8,56
C'A	13,80	12,01	12,43	7,78	13,90	13,95	18,08	12,45
C'B	43,33	49,54	46,09	44,99	43,28	44,81	35,17	29,92
C'B	39,95	48,40	39,62	46,60	51,76	49,16	36,37	22,14
C'C	0,18	0,72	0,55	0,69	0,39	0,26	0,04	0,02
D'B	5,00	9,95	5,66	8,95	14,05	10,77	5,73	1,85
D'C	0,37	1,60	1,10	2,89	1,97	1,31	0,29	0,05
D'C	0,12	0,32	0,11	0,37	0,75	0,37	0,04	0,08
	244,34	264,44	247,24	257,38	266,87	272,38	249,75	237,60

keznek be [12]. Ennek alapján az egységes kétdimenziós szélsőhőmérsékleti küszöbnap-típusizálás fenti rendszerében a napi maximum-hőmérsékletek elnevezéseinél alkalmazott *nap*, valamint a napi minimumok elnevezéseinél javasolt *éjjel* kifejezés a napi maximum- és minimum-hőmérsékletek bekövetkezési időpontjainak csak egy részére vonatkozik. Az advekciónak hatásokat következtében rendellenes időpontokban fellépő szélsőhőmérsékletek előfordulásai, — amint az a megjelölt munkából is kitűnik —, igen kis valószínűséggel szerepelnek, s így a szélsőhőmérsékleti küszöbnap-típusok elnevezéseinél a maximum- és minimum-hőmérsékletek elkülönítésére, véleményünk szerint, megfelel a *nap* és *éjjel* kifejezés használata.

A 4. ábrán a kétdimenziós szélsőhőmérsékleti típusnap-csoportosítás szavakkal történő elnevezéseinek javasolt rendszerét mutatjuk be. A 3. ábrán bemutatott kódtípusok és az 4. ábrán közölt elnevezések helyes egyeztetése érdekében az alábbiakban bemutatjuk néhány jelölés fenti ábrán közölt elnevezését és értelmezését.

Az I. AA jelölés $0^\circ - 10^\circ$ közötti napi maximum- és minimum-hőmérsékleteket jelent kis ($I < 5^\circ$) napi hőmérsékleti ingással, elnevezése olvadásos nap

hideg éjjel. A *II. C, B* jelölés $20^{\circ} - 25^{\circ}$ közötti maximumot, $10^{\circ} - 20^{\circ}$ közötti minimumot jelent közepes ($5^{\circ} \leq I \leq 15^{\circ}$) napi hőmérsékleti ingással, a típus elnevezése kellemes nap enyhe éjjel. A *III. B, a* jelölés $10^{\circ} - 20^{\circ}$ közötti maximumot és 0° és -10° közötti minimumokat jelent nagy ($I > 15^{\circ}$) napi hőmérsékleti ingással, elnevezése hűvös nap fagyos éjjel. A *II a b* jelölés -10° és 0° közötti napi maximumot, valamint -20° és -10° közötti napi mini-

V. TÁBLÁZAT

A napi maximum- és minimum-hőmérsékletek adott intervallumaihoz tartozó esetek évi átlagos száma nagy ($I > 15$) napi hőmérsékleti ingásoknál (1901-1960), (1964)

	Moson- magyar- óvár	Keszt- hely	Pécs	Buda- pest	Kalocsa	Szeged	Kecs- kemét	Debre- cen
b c	—	—	0,02	—	—	—	0,02	—
a c	0,05	0,03	0,13	—	0,02	0,12	0,37	0,42
a b	0,10	0,03	0,13	0,02	0,02	0,03	0,09	0,59
A b	0,23	0,13	0,32	0,05	0,05	0,26	0,29	0,92
A a	0,07	0,02	0,16	0,15	0,03	0,07	0,33	1,22
B a	2,18	0,58	2,78	0,80	0,66	1,24	4,49	11,43
B A	2,41	1,25	2,56	3,07	1,90	1,70	3,65	8,25
C'a	0,05	—	0,05	0,02	—	—	0,11	0,44
C'A	7,13	4,19	6,83	6,98	3,88	3,79	9,79	20,12
C'A	3,60	0,93	4,97	2,37	1,61	1,79	7,43	12,89
C'B	6,64	2,33	5,92	10,26	3,98	3,62	9,60	17,29
D'A	0,02	0,02	0,07	0,02	0,12	0,07	0,37	0,80
D'B	6,51	2,78	7,12	10,08	6,02	5,33	9,64	13,72
D'B	0,79	0,30	0,84	0,95	1,30	1,10	1,13	1,44
D'C	0,05	0,15	0,07	0,55	0,40	0,29	0,07	0,07
D'A	—	—	0,03	—	—	—	0,04	—
	29,83	12,73	31,98	35,32	19,99	19,42	47,29	89,60

mumot jelent közepes napi hőmérsékleti ingással, a típus elnevezése téli nap, zord éjjel.

A javasolt egységes és komplex kétdimenziós nevezéktan előnyeit és jelentőségét a következőkben látjuk:

— megszünteti az egyes küszöbnap-típusok elnevezéseinek maximumok és minimumok szerinti változó és széles hőmérsékleti skálán hiányos értelmezését és jelölését;

— új, eddig még nem alkalmazott típusokat hoz létre;

— matematikai statisztikai módszerekkel és gépi adatfeldolgozással is jól kezelhető és definiálható eredményeket ad;

— alkalmazása egységes és részletes információt nyújt a napi szélső-hőmérsékletek elemegyüttesének klimatológiai feldolgozásához és értelmezéséhez.

A fentiek alapján úgy véljük, hogy a kétdimenziós szélsőhőmérsékleti küszöbnap-tipizálás bevezetése szükséges, sőt nélkülözhetetlen a korszerű agrometeorológiai kutatásokhoz. A napi szélsőhőmérsékletek küszöbnap-típusai korábbi rendszerével sok olyan pontosítást és egyértelmű meghatározást nem lehetett elvégezni, amelyek a mezőgazdasági természetben alkalmazott korszerű agrotechnikai módszerek és új növényfajták meghonosításához [13] és a bioklimatológiai [14] kutatások fejlesztéséhez szükségesek.

Ezen hiányosságok pótlását kívántuk megoldani a szélsőhőmérsékletek

együttes kétdimenziós eloszlásának vizsgálatával az egységes szélsőhőmérsékleti küszöbnap tipizálási rendszerének kidolgozásával, valamint a táblázatokban található adatok közrebocsátásával.

IRODALOM

- [1] *Rényi A.*: Valószínűségszámítás. Tankönyvkiadó, Budapest 1973. 168–179.
- [2] *Péczely Gy., Kiss Á.*: A hőmérséklet szélsőséges napi ingásai Magyarországon. Időjárás 77. évf. 4. sz. 1973. 240.
- [3] *Taubenheim J.*: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Akademische Verlags-gesellschaft, Leipzig 1969. 58–63.
- [4] *Takács L.*: Napi középhőmérséklet gyakorisága Budapesten. Időjárás 51. évf. 1947. 10–12. sz. 150–159. 52. évf. 1948. 1–3. sz. 4–12.
- [5] *Bacsó N.*: A hőmérséklet szélső értékei Magyarországon. OMI Hivatalos kiadványai. Magyarország éghajlata 8. szám. Budapest 1952.
- [6] *Bacsó N.*: A zord napok száma Magyarországon. Beszámoló az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos kiadványai XX. kötet. Budapest 1955. 108–120.
- [7] *Bacsó N.*: A téli napok száma Magyarországon. Beszámoló az 1954-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos kiadványai XX. kötet. Budapest 1954. 86–97.
- [8] *Bacsó N.*: A fagyos napok száma Magyarországon. Beszámoló az 1953-ban végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos kiadványai XVIII. kötet. Budapest 1953. 8–22.
- [9] *Dunay S.*: A nyári napok eloszlása Magyarországon. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról. II. rész. OMI Hivatalos kiadványai XXVIII. kötet. Budapest 1965. 104–115.
- [10] *Dunay S.*: Hőségnapok Magyarországon. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról. II. rész.
- [11] *Bacsó N.*: Magyarország éghajlata. Akadémiai Kiadó, Budapest 1959. 202–210.
- [12] *Károssy Cs.*: A periódikus és aperiódikus hőmérsékleti ingás mértéke Magyarországon. Időjárás 1979. 1.
- [13] *Varga Haszonits Z.*: A meteorológiai elemek és a terméseredmények közötti összefüggések vizsgálatának módszertani kérdései. Beszámoló az 1972-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos kiadványai XXXIX. kötet. Budapest 1975. 170–177.
- [14] *Kéri M. – Popovicsné Gubola M.*: Adatok Magyarország bioklimájához. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról. OMI Hivatalos kiadványai XXVIII. kötet II. rész. Budapest 1965. 147–157.

ГИРС, А. А. КОНДРАТОВИЧ, К. В.: **Методы долгосрочных прогнозов погоды.** (A hosszútávú időjárás-előrejelzések módszerei.) Гидрометеоздат. Ленинград, 1978. 343. oldal.

A. A. Girsz professzor 20 éven belül, ezúttal a harmadik távprognosztikai kézikönyvet publikálta. Ezzel és az 1960-ban megjelent első monográfiájával sajtószerű feladatra vállalkozott: összegyűjteni, rendszerezni és áttekinteni a világ különböző országaiban végzett távprognosztikai kutatásokat és operatív előrejelző módszereket. Ezúttal is, mint az első monográfia megírása előtt, levélben fordult az egyes országok meteorológiai szolgálataihoz, így a magyar meteorológiai szolgálathoz is, hogy tájékozzák a távprognosztika helyzetéről a világ különböző részein. Csúppán a teljesség kedvéért említjük meg, hogy az 1974-ben kiadott könyve – a másik kettőtől eltérően – nem monográfia, hanem a *Multanovszkij*–*Pagava*-féle távprognosztikai iskola részletes ismertetése. Jelen könyvének egyik fejezetét a társszerző, K. V. Kondratovics írta.

A könyv két nagyobb részre és 12 fejezetre tagolódik. Az első rész az általános légkörzés alapvető törvényszerűségeivel foglalkozik. Ezen belül az első alfejezetben a légkör összetételét tárgyalja: az ózonkoncentráció változásait és a széndioxid mennyiségének ingadozását a szélességi körök és évszakok szerint. Ismeretes, hogy az éghajlat alakításában a légkör összetétele fontos szerepet játszik. Érdemes megjegyezni, hogy a széndioxid napi maximuma éjszaka van (fotoszintézis szünetel), évi menetben pedig az északi félgömb mérsékelt és magas szélességein ingadozik legerősebben (áprilisi maximum, augusztusi minimum). Külön alfejezet foglalkozik az általános cirkuláció energia- és impulzusmomentum-egyensúlyával.

Az általános cirkuláció alapvető formáit *Dzerdzejevszkij*, *Vangenheim* és *Rosby* osztályozása szerint ismerteti, majd bemutat néhány eljárást a cirkulációs index meghatározására. Végül a cirkulációs korszakok fázisai fogalmának tárgyalásával zárul az első rész.

A második rész a távprognózisok módszereit tárgyalja. Nem véletlen, hogy a könyv címe megegyezik ennek a résznek a címével, ugyanis mintegy 150 szovjet és külföldi forrásmunka felhasználásával igen átfogó képet nyújt az időjárás hosszútávú előrejelzésének módszereiről. Mindenekelőtt leírást ad a nagy hagyományokkal és széles empirikus bázissal rendelkező szovjet iskoláról is: a *Multanovszkij*–*Pagava* és a *Vangenheim*-féle szinoptikus módszerekről, továbbá *Blinova* úttörő munkásságáról a hidrodinamikai előrejelzések terén. A legkorszerűbb vizsgálatok közé sorolható a fizikai-statisztikai előrejelzés, amelynek kidolgozásában, többek között, *Borisenkov* és *Judin* végzett kiemelkedő munkát. Figyelemre méltó *Borisenkov* alapgondolata: a prognózi sok javítását nem a prediktorok számának növelésével, hanem minőségi kiválóztatásával érhetjük el.

Külön fejezet foglalkozik a távprognózisok hatékonyságának vizsgálatával és a verifikációs módszerekkel. Példákat mutat be néhány előrejelzési módszer verifikálásával kapott eredményekről.

A külföldi előrejelző szolgálatok közül az USA, Anglia és Japán Közép- és hosszútávú előrejelzési módszereinek ismertetésére a szerző egy-egy nagyobb fejezetet szentel. Természetesen nem vállalkozhat a külföldi szolgálatokban végzett valamennyi kutatás felsorolására, csupán néhány kiragadott példával illusztrálja a különböző vizsgálódások irányait. Így pl. az USA-ban alkalmazott előrejelző módszerek közül igen részletesen tárgyalja a cirkulációs index ciklikus változásán alapuló, *Namias*-féle módszert, de nem tesz említést az ugyancsak amerikai *Klein*-ről, akinek közép-távú előrejelző módszerét az 1960-as évek közepétől rendszeresen alkalmazzák az operatív munkában.

Az utolsó fejezet a többi országok távprognosztikai módszereiről ad áttekintést. Ezek:

NSZK, NDK, Franciaország, Románia, Csehszlovákia, Bulgária, Magyarország, Jugoszlávia, India, Indonézia, Hollandia, Törökország, Olaszország, Svédország és Norvégia.

A könyv több szempontból is figyelmet érdemel. Egyrészt többé-kevésbé részletes leírást ad 16 ország, közöttük hazánk távprognosztikai kutatásairól és módszereiről. Másrészt növeli értékét az, hogy meglehetősen kevés távprognosztikai monográfia látott napvilágot a szaktudomány eddigi, viszonylag rövid története során.

Koppány György

DOTTO, L. és SCHIFF, H: *The ozone war (Ózonháború)*. Doubleday and Co., Inc., Garden City, N. Y., 1978. 342 13,0×20,5 cm oldal.

A hetvenes évek egyik világszenzációja annak felismerése volt, hogy különböző légszennyező anyagok, elsősorban a halogénezett szénhidrogének (a híres amerikai Du Pont cég márkája szerint „freonok”) a sztratoszferikus ózonrétegre nem elhanyagolható hatást gyakorolhatnak. Az újságíró *Lydia Dotto* és a vegyészprofesszor *Harold Schiff* (mindketten kanadaiak) jelen műben arra vállalkoztak, hogy az említett felismerés után fellángoló tudományos, ipari és politikai-társadalmi „ózonháború” eseményeit röviden felvázolják.

A könyv olvasása során megismerkedhetünk az ózonháború „harcosaival”, emberi tulajdonságaival, tudományos és politikai nézeteivel, valamint azokkal a laboratóriumi, akadémiai, ipari és törvényhozási kulisszatitkokkal, amelyek a háborút az Egyesült Államokban kísérték. Talán először történt meg a meteorológia rövid története során, hogy egy probléma ennyire az érdeklődés középpontjába került (elsősorban az USA-ban) és végülis adott iparág struktúráját befolyásoló döntésekhez vezetett. Az is ritkán fordul elő, hogy a léggel kapcsolatos kutatásokról ilyen jellegű „ismeretterjesztő” könyvet olvashatunk, amely sok tekintetben a dezoxi-ribonukleinsav szerkezetének felfedezését leíró *Watson-féle „A kettős spirál”* c. könyvhöz hasonlítható.

Az ózonháború kezdetben inkább a szuperszónikus repülőgépek oxigén-oxid kibocsátása körül dúlt. Mint ismeretes ezek az anyagok az ózonnal, illetve atomos oxigénnel láncreakcióba lépnek. A folyamat hatékonysága a külső feltételek (magasság) függvénye. A hetvenes évek elején úgy gondolták, hogy az a kritikus szint, amely fölött az NO_x csökkenti az ózont, kb. 10 km-re tehető. Éppen Johnston, aki a problémát felvetette, mutatta munkatársaival nem régen ki, hogy ez a magasság inkább 17–20 km körül van. Így a vita, amelyben a Boeing munkatársai is részt vettek, illetve a Concorde amerikai leszállása is fontos szerepet játszott, egyelőre nyugvóponton jutott. Továbbra is kérdéses viszont a műtrágya-felhasználás miatt a levegőbe kerülő dinitrogén-oxid hatása, mivel a műtrágya-felhasználás, elsősorban a fejlődő országokban, tovább növekszik.

A „spray”-k körül fellángoló „háborút” az angol *Lovelock* indította el, aki saját költségén (!) 1970-ben megindította a halogénezett szénhidrogének légköri mérését. A vizsgálatokat abban az időben senki sem volt hajlandó pénzzel támogatni, mivel ez a téma teljesen jelentéktelennek tűnt (*Lovelock* is úgy gondolta, hogy ezek az inert anyagok elsősorban meteorológiai nyomjelzőként használhatóak). A kérdés akkor kezdett érdekessé válni, amikor kiderült, hogy a troposzferikus fluorokarbon mennyiség közel azonos az eddig kibocsátott mennyiséggel. Ekkor merült fel a kérdés: tulajdonképpen mi lesz a légkörben ezekkel az anyagokkal. A kérdésen többek között *F. S. Rowland* (University of California) gondolkodott el, aki eddig az ideig a léggel egyáltalán nem foglalkozott (izotóp kémikus volt), és a problémáról csak „véletlenül” értesült. Mivel új, érdekes témát keresett, megbízta a laboratóriumába került fiatal mexikói kémikust, *Mario Molinát*, hogy a témát dolgozza ki. Egyik legnagyobb problémájuk az volt, hogy a léggel kapcsolatos kutatási eredményeket egyáltalán nem ismerték (*Johnston* eredetileg meteorológus képzésben részesült). Végül arra a következtetésre jutottak, hogy a fluorokarbonok nyelje a sztratoszféra, ahol ezek a vegyületek a rövidhullámú napsugárzás hatására elbomlanak és a keletkezett klor reakcióba lép az ózonnal, miközben maga újratermelődik. Tanulmányokat 1974-ben közölte a *Nature* c. folyóirat.

A háborúba ezután pro- és kontra számos amerikai „egyetemi” (pl. *McElroy* és munkatársai, *Stolarski* és munkatársai, *Crutzen* és munkatársai) és „ipari” (pl. *McCarthy*, Du Pont laboratóriumi igazgató) tudós, újságíró és törvényhozó politikus bekapcsolódott, nem is beszélve olyan intézményekről, mint a NASA és a National Academy of Sciences. Közben intenzív modell-számítások illetve sztratoszferikus mérések indultak. Számos buktató után a kutatók kb. 20%-os ún. egyensúlyi ózonszökkenést számoltak ki, amennyiben a fluorokarbon felhasználása az 1975-ös szinten marad. A sztratoszferikus mérések számos tekintetben támogatják a számítógépes eredményeket. Mindezek alapján az amerikai törvényhozás 1976-ban a fluorokarbonok aeroszol formában való gyártását és forgalmazását megtiltotta (a tilalom nem terjed ki a hűtőgépekben való felhasználásra). Tilalmi rendeleteket hoztak Kanadában, majd Európában elsőként Svédországban is.

Az ózonháború eddigi legfontosabb tudományos tanulsága az, hogy a légkört, elsősorban a sztratoszférát mennyire kevés ismerjük. Az is kiderült, hogy légköri kémikusok és aerónomusok, illetve meteorológusok, akik régebben bizalmatlanul tekintettek egymásra, a környezetvé-

delmi „harcban” ugyanazon táborba tartoznak. E sorok írója *Dotto* és *Schiff* könyvéről nem régen amerikai tudósokkal beszélgetett. Véleményük szerint a könyv sok esetben leegyszerűsíti az eseményeket. Ennek ellenére a kívülálló (pl. magyar olvasó) számára a könyv tanulságos és szórakoztató. Elolvasását így mindazoknak ajánljuk, akik a meteorológiát és az izgalmas olvasmányokat egyaránt kedvelik.

Mészáros Ernő

HEICKLEN, J.: **Atmospheric Chemistry** (*Levegőkémia*). Academic Press, New York, San Francisco and London, 1976. 406 22,6×14,6 cm-es oldal, számos ábra és táblázat.

Már a könyv tartalomjegyzékének áttanulmányozása is arról győzi meg az olvasót, hogy a „légkőri kémia” tárgyköre nincs egyértelműen meghatározva. Különböző kutatók mást és mást értenek a levegőkémia fogalmán. Adott szerző esetében a definíciót természetesen alapvetően befolyásolja az a körülmény, hogy tudományos pályafutása során a légkör melyik szférájával foglalkozott. Így Heicklen, akinek munkássága a magaslégkörhöz (pl. ionoszféra), illetve a szennyezett alsó légkör kémiájához kapcsolódott, úgy gondolta, hogy olyan könyvet ír, amelyben mindkét terület szerepel, így, úgymond, átfogja a levegőkémia egész területét.

Érdekes módon a könyvből ily módon *csak az* maradt ki, amit e sorok írója levegőkémian ért: a troposzféra háttérlevegőjének kémiája, illetve a sztratoszferikus folyamatok egyes részletei. Ha pl. *Junge* klasszikus levegőkémia könyvét (amely ugyanennél a kiadónál jelent meg 1963-ban) összevetjük jelen művel, akkor a két kiadvány témája között kevés azonosságot találunk. Ez nyilvánvalóan részben a légkőri tudományok fejlődésével magyarázható. Mégis a könyv elolvasása után úgy érezzük, hogy *Heicklen* összekeverte az *aeronómiát* a *légszennyeződéskutatással* és mindezt elnevezte légkőri kémiának.

A fentiek ellenére nem mondhatjuk, hogy a tíz fejezetből álló könyvet nem érdemes elolvasni. A könyv szerkezetétől eltekintve egyes fejezetek igen jól vannak megírva. A recenzió írója különösen jónak találta a légkőri szennyezőanyagokkal (4. fejezet), illetve a fotokémiai szmogokkal (6. fejezet) foglalkozó részeket. Az ionoszférában lezajló folyamatok rövid, tárgyyszerű leírása (3. fejezet) is példamutató. Ugyanakkor kevésbé sikerültek a kén-dioxid kémiáját (8. fejezet), valamint az aeroszol-kémiát (9. fejezet) taglaló fejezetek. Külön érdekessége a könyvnek, hogy az utolsó fejezet a légtisztító berendezéseket tárgyalja (az a könyv, amelynek pl. 2. fejezete „A felső-légkör kémiája” címet viseli!).

Összefoglalásként tehát azt mondhatjuk, hogy *Heicklen* könyvét elsősorban a magaslégkör-kutatással (aeronómia) és a légszennyeződéssel (és levegőtisztaságvédelemmel) foglalkozó szakembereknek ajánlhatjuk. Aki a levegőkémia korszerű kérdéseiben (pl. különböző nyomelemek biogeokémiai ciklusa) kíván elmélyedni, kénytelen a könyvtárban más összefoglaló munkákat keresni.

Mészáros Ernő

HEGYFOKY KABOS-EMLEKMŰ TÜRKEVÉN

A magyar éghajlatkutatás és meteorológiai irodalom egyik úttörő s nemzetközi tekintélyre szert tett művelőjének, Túrkeve hajdani plébánosának emlékét megörökítendő, egykori működésének színhelyén emlékművet állított fel a város, ahol közel 30 éven át volt *Hegyfoky* az időjárás fáradhatatlan, precíz krónikása.

A túrkevei Vörös Csillag Filmszínház parkjában elhelyezett, egyszerűségében is művészi kivitelű emlékoszlop leleplezésére július 7-én délelőtt 10 órakor került sor. *R. Kiss István* tanár, a Hazafias Népfront városi bizottságának elnöke nagy hatású avatóbeszédben tiszteltette a város volt kiváló polgárának nemcsak itthon, de messze határainkon túl is számon tartott tudományos munkássága előtt, mely Túrkeve nevét különösen ismertté tette természettudományos irodalmunkban.

A bensőséges ünnepségen a magyar meteorológiai szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság öttagú küldöttséggel képviseltette magát. A küldöttség vezetője, *dr. Szakács Györgyné*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese méltatta *Hegyfoky Kabos* tudományos munkásságát: észlelői tevékenységét és irodalmi működését.

„Ismereteink szerint – szolt az ünnepelő közönséghez – 1881-ben, tehát 98 évvel ezelőtt a Természettudományi Társulat tagjaként, Kunszentmártonban kezdte el tanulmányozni *Hegyfoky* a meteorológiai szakirodalmat.

Már a következő évben, 1882-ben a Meteorológiai Intézet akkori igazgatójával, *Schenzl Guidóval* is felvette a kapcsolatot, hogy a korábban magaszerkesztette műszerek helyett az intézet hiteles műszereivel végezhesse meteorológiai észleléseit. Ez időtől kezdve több helyen: Kunszentmártonban, Tardoson, Bánhorvátiban, de 1891-től 1919-ben bekövetkezett haláláig itt, Túrkevében, mint az intézet hivatalos társadalmi észlelője minden ellenszolgáltatás nélkül végezte a legnagyobb szakértelemmel és pontossággal meteorológiai megfigyeléseit.

1883-ban jelent meg első értekezése „A hőmérséklet naponkénti változékonysága Budapesten” címmel a *Természettudományi Közönyben* és a *Meteorologische Zeitschriftben*, s ettől kezdve egymás után jelentek meg ta-

nulmányai nemcsak a hazai, de külföldi szaklapokban is.

Munkájának súlypontja a hazai éghajlat vizsgálata volt. Ezen a téren úttörő munkát végzett, mert a korábbi hiányos ismeretek *Hegyfoky* adatgyűjtései, feldolgozásai révén egészültek ki. Legtöbb tudományos megállapítása ma is helytálló.

A *májusi fagyok okairól és gyakoriságáról* írt monográfiája 1886-ban, mint a Természettudományi Társulat díjnyertes pályaműve jelent meg. Ebben kimutatta az akkori véleményekkel ellentétben, hogy hasonló időjárási helyzetek más hónapokban is előfordulhatnak, csak gazdasági hatásaik természetesen mások.

Jóformán minden meteorológiai elemmel foglalkozott. 1894-ben jelent meg „A szél iránya a magyar szentkorona országaiban” című könyve. 58 kisebb-nagyobb dolgozata szolt a csapadékviszonyokról, számos műve a zivattarról, felhőzetről. Összesen közel 300 tudományos dolgozatát tartjuk nyilván, amelyek a hazai és nemzetközi tudományos szaklapokban jelentek meg.

Feltétlenül szólnunk kell a saját maga szerkesztette felhővonulás-mérő eszközzel is. Ez árbcocra szerelt vaskarika volt, amelynek segítségével több mint 2 éven át, napi 10 alkalommal – reggel 5-től este 9-ig – megfigyelte a felhők vonulásának irányát és sebességét. Vizsgálatai alapján kimondta, hogy délies szelek alkalmával a felhőhuzam jobbrafordulása túlnyomó, míg északias szelek esetén a felhők leggyakrabban a széliránytól balra térnek el. A későbbi advekcióvizsgálatok ezeket a megállapításokat teljes mértékben igazolták.

A Kárpát-medence szélviszonyaira vonatkozó véleménye, statisztikai elemzése, mind-mind, ma is helytálló. Első volt hazánkban, aki felismerte a hegyi obszervatóriumok fontosságát és indítványozta a Természettudományi Társulatnak, hogy a Magas-Tátrában, a Nagyszalóki-csúcson létesítsenek ilyet. Sajnos, ez a javaslata akkor nem valósulhatott meg.

Hegyfoky szakirodalmi tevékenysége a növény- és madárfaenológia területén is kimagasló. 24, illetve 54 cikke foglalkozik ilyen témával. A növények fejlődésének különböző fázisait, a madarak költözésének idejét a meteorológiai viszonyok tükrében vizsgálta.

Nemzetközi szaktekintély volt *Hegyfoky* ezen a téren is és *Herman Ottó*nak nagyrabecsu

és kitűnő munkatársa. A Földrajzi Társaság munkássága elismeréseként felkérte az alföldi fenológiai adatgyűjtés és feldolgozás megszervezésére.

Az *Időjárás*-nak, a Magyar Meteorológiai Társaság későbbi hivatalos lapjának megindításától kezdve lelkes, fáradhatatlan munkatársa volt és élete során 48 cikket jelentetett meg itt. Ilyen kimagasló tudományos tevékenység elismeréseként a Magyar Meteorológiai Társaság 1936-ban méltán alapított *Hegyfok*-emlékérmet. Ezzel jutalmazták az éghajlatkutatás terén kimagasló érdemeket szerzett kutatókat és olyan észlelőket, akik kifogástalanul végezték teendőiket legalább 20 éven át éghajlatkutató, vagy 30 éven át csapadékmérő állomáson. Összesen 7 magyar kutató kapott ilyen elismerést, de sajnos, közülük már egy sem él.

A magyar meteorológiai szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság első nagy magyar klimatológusaink között tartotta és tartja nyilván *Hegyfok Kabost* — hangoztatta *Szakácsné igazgatóhelyettes* —, és ezért is szorgalmaztuk s támogattuk azt a törekvést, hogy Túrkevén, ahol közel 3 évtizeden át volt példamutató észlelőnk, emlékoszlop örökítse meg emlékét.

Mindazoknak, akik ezt lehetővé tették és a végrehajtásban közreműködtek — szült befejezésül —, a Városi Tanács művelődési osztályának, a Hazafias Népfront városi bizottságának és nem utolsósorban *Hegyfok* késői utódjának, jelenlegi tőrkevei észlelőnek: *Kiss Károlyné*nak és családjának köszönetet mondok ezért a magyar meteorológiai szolgálat és a Magyar Meteorológiai Társaság nevében — fejezte be szavait.

Örömmel regisztráljuk, hogy a tőrkevei fel-emelő ünnepség méltó megemlékezés volt *Hegyfok Kabos* munkásságáról.

Szakácsné Farkas A. — Kakas J.

✱

ÓZON-KONFERENCIA CSEHSZLOVÁKIÁBAN

A szocialista országok hidrometeorológiai és meteorológiai szolgálatának igazgatói konferenciájának döntése alapján, az NDK, Csehszlovákia, Szovjetunió és Magyarország részvételével 1979 áprilisában Hradec Kralovében tartotta második ülését az ózon-kérdéssel foglalkozó szakemberek csoportja.

Az ülésekben a fő napirendi pontok az 1979–80. évre vonatkozó kutatási tervek összeegyeztetése, és a szocialista országokban végzett ózonkutatási együttműködés fejlesztésének kérdése volt. Az NDK és Csehszlovákia részéről több tudományos előadás is elhangzott, részben a „Monzun” expedíció

alkalmával végzett ózonmérések kiértékeléséről, részben a Hradec-Kralovében végzett ózonszondázás tapasztalatairól.

Miskolci F.

✱

A MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG 32. VÁNDORGYŰLÉSE

A Magyar Földrajzi Társaság — Hajdú-Bihar megye és Debrecen város tanácsával, valamint a TIT Hajdú-Bihar megyei szervezetével karöltve — június 30 és július 2 között rendezte meg szokásos évi vándorgyűlését. A háromnapos konferencián a több mint 300 magyar résztvevőn kívül lengyel és NDK-beli földrajztudósok is részt vettek.

Az első nap programjának, a Budapest — Debrecen közti tanulmányútnak első állomása az Erdészeti Tudományos Intézet Tiszántúli Kísérleti Állomásának szikfásítási bemutatója volt. Ennek keretében *Tóth Béla* igazgató ismertette a püspökladányi határ szikföldjeinek erdősítésében közel félévszázad során elért eredményeket (amelyeknek megalapozásához szerény hozzájárulás volt a Püspökladány — Farkasszigeti éghajlatkutató állomás működése).

A következő állomás Nádudvar a Vörös Csillag Termelőszövetkezet volt. Itt az országos hírű szövetkezet elnöke, *Szabó István*, aki egyúttal a Termelőszövetkezetek Országos Tanácsának is elnöke, maga adott részletes és fölöttébb tanulságos tájékoztatást arról a küzdelmes, szívós munkáról, amely az alapítók összefogásával 20 év alatt a mostoha természeti adottságú tájon mégis hatalmas eredményeket, egy valóban korszerű mezőgazdasági nagyüzem ipari termelési rendszerét tudta kialakítani. Egyenesen lebilincselő előadását a szövetkezet mindennappjait bemutató művészi film vetítése követte.

Nádudvar után az épülő, de már közvetlen befejezés előtt álló hajdúsági cukorgyárat látogatta meg a vándorgyűlés. A legkorszerűbb technológiára felkészített kabai gyár építkezéséről, leendő termelői kapacitásáról *Haraszi Gyula* igazgató tájékoztatta a Társaságot, majd szakvezetők autóbusz-körsétán mutatták be a hatalmas gyártelep részlegeit.

Az első nap gazdag programja este a debreceni Agrártudományi Egyetem színháztermében folytatódott, ahol *Tarr László*, a városi tanács művelődési osztályának h. vezetője köszöntötte a vándorgyűlést, majd a debreceni Délibáb népzenei együttes mutatta be a hajdúsági és környéki tájak népének fejlett zenei kultúrájáról tanuskodó nívós műsorát.

Másnap, július 1-én Debrecenben, ugyancsak az Agrártud. Egyetemen, szakmai előadásokkal folytatódott a vándorgyűlés. *Radó Sándor* professzornak, a Társaság elnökének megnyi-

tója után *Gál István* a Hajdú-Bihar megyei tanács elnökhelyettese tartott bevezető előadást a megye jelenéről és távlati fejlesztési terveiről, míg *Juhász István*, megyei tanácselnök-helyettes a megye mezőgazdaságát és fejlesztési lehetőségeit ismertette, *Hajdu Aladár*, a megyei tanács osztályvezetője pedig a megye közigazgatási szervezetének fejlődését vizsgálta. Az egymást kitűnően kiegészítő három előadás után – amely teljes gazdasági-településföldrajzi képet adott Hajdú-Bihar megyéről –, két, szűkebb értelemben vett településföldrajzi előadás következett: *Borsy Zoltán* egyet. tanár Debrecen környékének tájait, *Papp Antal* egyet. docens pedig Debrecennek a településálózatban betöltött szerepét mutatta be. Befejező előadás-ként *Udvarhelyi Károly* főisk. tanár a földrajztanítás időszéri kérdéseit tárta a vándorgyűlés túlnyomó többségében gyakorló földrajztanárokból álló résztvevői elé.

A délután a megkötött futóhomok felszínformáiban gazdag, egyúttal az ember tájalakító tevékenységéről tanúskodó Dél-Nyírségbe, valamint az Érmellékre – a debreceni tudományegyetem földrajzi tanszékének munkatársai által – vezetett tanulmányút töltötte be. Az Érmellék magyar területre eső része felszínalaktani és talajtani, tehát földrajzi érdekességein kívül alkalmas volt több kultúrtörténeti nevezetesség megtekintésére is, mint amilyen pl. Kőlcsey Ferenc álmosdi otthonának múzeumáa berendezett látványossága.

A vándorgyűlés harmadik, hétfői napján szakvezetéssel, váltott csoportokban a Dérimuzeumba, a Ref. Kollégium múzeumába és könyvtárába, a debreceni konzervgyárba és a Gördülőcsapágy Művekbe látogattak a résztvevők, délután pedig – nevéhez híven – a Hortobágyi Nemzeti Park nyírlaposi „tanösvényét” járta be a vándorgyűlés; tágabb programja ezzel be is fejeződött: a résztvevők háromnegyed része hazaindult a Hortobágyról. Mindössze egy kényserlúségből kerekén 90 főre limitált része indult másnap a Nagyváradon kezdődő, majd Nagykároly, Nagymajtény, Szatmár, Nagybánya, Máramarosziget, Felsővisó érintésével a Nagy- és Kis-Szamos völgyén át a Kolozsváron, innét pedig a Tordán, Torockón, Nagyenyeden, Gyulafehérváron, Vajdahunyadon Déván át vezető útvonal bejártával Aradon végződő erdélyi körútjára. Az ötnapos körút bővelkedett nemcsak természet-földrajzi érdekességekben, hanem történelmi nevezetességgel is a román – magyar közös kultúrtörténeti, néprajzi látni-valókban is. Mindezekről útközben a Társaság főtitkára, *Somogyi Sándor*, közismerten kitűnően felkészült, szakavatott „túrávezető”-ként folyamatosan tájékoztatta a körút résztvevőit, akik az út befejeztével meleg ünnepeléssel köszönték meg a főtitkárnak a körút sikerét, tanulságos voltát elsősorban biztosító fáradozását.

Kakas J.

EXPEDÍCIÓ AZ ATLANTI-ÓCEÁN TRÓPUSI TÉRSÉGÉBEN

1978. december 31-től 1979. április 7-ig e sorok írója részt vett az első Globális GARP-kísérlet programjában.

E kísérlet egyik fontos célkitűzése az Egyenlítő térségében a vertikális szélprofil részletesen mérő, megfelelően sűrű állomáshálózat létesítése – ezért megszervezték többek között a trópusi szélmegfigyelő hajók (Tropical Wind Observing Ships – TWOS) rendszerét. Az FGGE első speciális megfigyelési periódusában – a SOP-1-ben az Atlanti-óceán trópusi övezetében az Egyenlítőtől északra öt szovjet kutatóhajó működött, meteorológiai és oceanológiai méréseket végeztek.

Ezek egyikén, az Ukrán Tudományos Akadémia „Mikhaíl Lomonoszov” kutatóhajója expedíciójába – szovjet meghívásra – négy külföldi (csehszlovák, jugoszláv, magyar, bolgár) szakember is bekapcsolódott.

Az expedíció útvonala: Várna, Nápoly, Las-Palmas, a mérési poligon (SOP-1-1: 1979. január 24. – február 13.), Dakar, a mérési poligon (SOP-1-2: február 24. – március 15.), Dakar, Barcelona, Palermo, Várna. A mérési poligon egy 100 km-es oldalú négyzet, középpontjának koordinátái 8°N, 23°30'W.

Az expedíció során a hajón működő meteorológiai csoport 1072 mérést végzett, ebből a poligonban 960 mérés volt.

Az expedíció alatt sor került a mérések számitógépes feldolgozásának előkészítésére és az adatok statisztikai vizsgálatára is.

A hajón működő aerológiai csoport NAVAID szondázó berendezéssel végezte a magaslégköri méréseket, 8 csoport pedig komplex oceanológiai kutatással foglalkozott.

Maller A. J.

✱

FLEISCHMANN RUDOLF AGROMETEOROLÓGIAI MUNKÁSSÁGA

Az agrometeorológia tudománya a múlt század végén kezdett kialakulni, s gyorsan fejlődésnek indult. A jelentős mezőgazdasági termeléssel rendelkező országokban századunk első évtizedeiben már megtette első lépéseit. Az 1920-as évek elején hazánkban is létrejött a Meteorológiai Intézet keretén belül egy agrometeorológiai osztály, amely azonban kellő támogatás hiányában nem bizonyult hosszú életűnek. Így szervezett agrometeorológiai mérések, feldolgozások és kutatások nálunk még az 1920-as évek végén sem folyhattak. Amennyiben agrometeorológiai mérésekre vagy adatokra igény merült fel, azt többnyire maguknak az érdeklődőknek kellett megszerezniük. Közéjük tartozott *Fleischmann Rudolf* is, aki akkor a kompolti nemesítőtelep vezetője volt.

Az agrometeorológiában már indulástól kezdve két irányzat volt található. Az egyik – nevezük talán ökológiai irányzatnak – elsősorban az időjárás és az éghajlat növényekre gyakorolt hatását tanulmányozta. A másik – az úgynevezett mikrometeorológiai vagy mikroklimatológiai irányzat – pedig a növények életerében uralkodó meteorológiai viszonyokat vizsgálta.

Az ökológiai irányzat főként olyan országokban fejlődött ki, amelyekben a mezőgazdasági termelés számára jelentős területek álltak rendelkezésre. Ezért a feladat az volt, hogy meghatározzák hogyan befolyásolja a termelést az adott területen az éghajlat és az egyes évek időjárása. Ennek az irányzatnak a kiemelkedő képviselői az agrometeorológia megalapítójának számító orosz *Brounov* mellett az amerikai *Smith*, majd később az olasz *Azzi* voltak. Hatása tehát Oroszországban, később a Szovjetunióban, az angol nyelvű országokban, valamint a latin országokban volt jelentős. Hazánkban is voltak képviselői, erőteljesebben azonban csak a II. világháború után kezdett érvényesülni és tett szert egyre nagyobb jelentőségre.

Azokban az országokban, ahol termőterület nem állt bőségesen rendelkezésre, ott szükségessé vált a legkisebb területek mezőgazdasági termelési szempontból történő hasznosítási lehetőségeinek megvizsgálása is. Ilyen ország volt például Németország is. Itt a figyelem a talajközeli – tehát a növények életerét képező – légrétegek kutatására irányult, beleértve a természetes növények állományán belüli légrétegeket is. Ez az irányzat – mint már említettük – mikroklimatológia vagy mikrometeorológia néven vált ismertté a szakirodalomban, elsősorban *Geiger* munkássága révén, akinek a tárgykörrel foglalkozó monográfiája *Das Klima der bodennahen Luftschicht* címen 1927-ben jelent meg először.

Geiger munkájának megjelenése után hazánkban is a mikroklimatológiai irányzat kezdett uralkodóvá válni az agrometeorológiai kutatásokban. Ennek az irányzatnak legelső művelői közé tartozott *Fleischmann Rudolf*. Erről ő maga így nyilatkozott: „A gyakorlati gazdák érdeklődése mindjobban a meteorológiai kutatás egyik különleges ágának eredményei felé irányul, a mezőgazdasági meteorológiai törekvései felé, amely annak a talajhoz közel levő légrétegnek a meteorológiai viszonyaival foglalkozik, amelyben kultúrnövényeink élnek. Ennek a kutatási ágnak a tárgya az úgynevezett mikroklíma, mely érdeklődési körébe belevonja a mezőgazdasági kísérletezőt, a növénynevelőt és általában mindazokat, akik növénytermeléssel foglalkoznak.” (*Fleischmann* 1929/a, 41. oldal). Egy későbbi munkájában még agrometeorológiai jellegű vizsgálatainak szakirodalmi forrását és indítékait is egyértelműen megadja: „Az

éghajlat és a növényélet között lejátszódó számos és sokszor nagyon bonyolult összefüggés színhelye a növényvilág mikroklimatikus birodalmába tartozik, amelynek körvonalait *W. Schmidt* és *R. Geiger* újabban eléggé megállapították. A legújabb növényökológiai kutatások tanúsítják, hogy az ökológiai tényezők összhatásában lényeges szerep jut a mikroklímának, amely nemcsak nagyobb finomságot visz be a vizsgálatba, hanem új problémákat is vet fel és azok megoldására új módszereket is kínál.” (*Fleischmann* 1932; 52 oldal.) A növénynevelőt tehát az a világos és érthető cél vezette, hogy megismerje a növények életerében ható és uralkodó meteorológiai viszonyokat, s ennek ismeretében olyan növényeket neveltesen ki, amelyek e viszonyokhoz alkalmazkodni képesek. Mivel ő nem volt agrometeorológus, nem az agrometeorológia egésze vagy annak valamely területe érdekelte és vonzotta, hanem azok a problémák keltették fel a figyelmet, amelyek konkrét nevelési tevékenységéhez kapcsolódtak. Ezek elsősorban a káros meteorológiai hatások voltak, mint például az áttelelési viszonyok, a növényi betegségek kifejlődését segítő meteorológiai viszonyok vagy a szárazság hatása. Ezek ma is élő problémák az agrometeorológiában, s nem csak hazánkban, hanem világszerte.

Fleischmann Rudolf érdeme a hazai agrometeorológiai kutatás terén nemcsak abban van, hogy felismerte és terjesztette, hogy – amint ő maga fogalmazta – „...növénykultúránk mikroklimatikus kutatása a gyakorlati termelés kérdéseit sok tekintetben közvetlenül érinti...” (*Fleischmann* 1932; 55. oldal), hanem abban is, hogy megkereste és alkalmazta azokat a korabeli agrometeorológiában fellelhető módszereket, amelyekről problémáira választ remélt. S ha nem talált megfelelőt, akkor maga dolgozott ki eljárást arra, hogy a felmerült kérdésre mégiscsak választ kapjon. Így hozta létre a felfagyásmérőt, amely lehetővé tette számára, hogy a megfagyás és kiolvadás következtében keletkező talajmozgást tanulmányozhassa.

A tél- és fagyállóság kérdése az egyike volt azoknak az agrometeorológiai problémáknak, amelyek hamar felkeltették az érdeklődését. A hazánkban olykor előforduló kemény, hideg telek arra készítették, hogy tanulmányozza a talajok megfagyásának és felengedésének folyamatát. Az erős fagyok, valamint az egymást követő fagyok és olvadások ugyanis egyaránt jelentős károkat okozhatnak a növényzetnek.

Vizsgálatai során meghatározta, hogy az egyes talajrétegek mennyi ideig voltak fagyott állapotban, milyen mélységig terjedt le a talajfagy, s az egyes mélységekben milyen hőmérsékleti minimumok fordultak elő. Ezeket növénytakaró alatti és művelt talajokra vonatkozóan is megadta. Mérési eredményei azt

mutatták, hogy a talajfagy felengedése egyelőre történt felülről és alulról.

A talaj megfagyásának és a fagy felengedésének egymás utáni változása — mint már említettük — talajmozgást idéz elő. Ennek a jelenségnek a mérésére abban az időben még nem volt elméleti és gyakorlati szempontból egyaránt kielégítő mérőműszer. Ekkor szerkesztette egyszerű és szellemes megoldású felfagyásmérőjét, hogy a jelenséget behatóbban tanulmányozhassa.

A talajfagy szempontjából lényeges kérdés, hogy a talajt borítja-e hótakaró, vagy csupaszon van kitéve a negatív hőmérsékletek hatásainak. Ezért rendszeres megfigyeléseket végzett a hótakaróra vonatkozóan is. Megfigyeléseinek fontosságát növeli, hogy a talaj felfagyásának jelensége is elsősorban a hótakaró nélküli napokon fordul elő.

Vizsgálatai során azt tapasztalta, hogy „... a mélyen lenyúló gyökérzetű növényeknél (fák, szőlő, lucerna stb.) a fagyos réteg a gyökérzet életműködését megakasztotta, ami bizonyára az egész szervezet fejlődésében sem maradt nyom nélkül”. (Fleischmann 1929/b, 127. oldal.)

A növényi betegségek kifejlődésének meteorológiai viszonyai ugyancsak magukra vonták a figyelmét. „Már régen foglalkoztam azzal a gondolattal, hogy egyszer gabonavetéseink hőmérsékleti és nedvességi viszonyait abban a kritikus időben vizsgáljam, mely a rozsda fellépését megelőzi” — írja a gabonaroszda meteorológiai vonatkozásait tárgyaló cikkében (Fleischmann 1930, 101. oldal). Vizsgálatait búza- és rozsállományban végezte, több szintben meghatározva a hőmérsékletet és a nedvességtartalmat. A kapott adatok alapján megállapította azokat a hőmérsékleti küszöbértékeket, amelyeknél — magas nedvességtartalom esetén — az első spóráfoltok megjelentek. Ezeket a küszöbértékeket az egyes növényfajtákra külön-külön is meghatározta, s így a gabonaroszda fellépéséhez szükséges küszöbhőmérsékletek alapján a fajtákat rangsorolni tudta.

A növényállományon belüli meteorológiai viszonyok tanulmányozása Fleischmann Rudolf agrometeorológiai tárgyú vizsgálataiban központi helyet foglal el. Ő így körvonalazza álláspontját: „Előre kell bocsátanom, hogy az adatoknak csak akkor lesz jelentőségük, ha a megfigyeléseket rendszeresen, évek hosszú során át folytatják. A fajtavizsgálatra nézve értékes volna ezekre az adatokra támaszkodni, hogy abba a helyzetbe juthassunk, hogy egyes fajták számára az alkalmas termelő vidékek éghajlati elhatárolását egzakt módon megállapítsuk. Az Alföldünk számára megválogatandó — aszálynak ellenálló — fajta vizsgálatánál tudnunk kell, hogy az milyen forróságot és milyen körülmények között bír el; de a paraziták okozta betegségek fertőzése és

elterjedése szempontjából is fontos a hőmérsékletnek a szerepe, amiért is ilyfajta munkálatoknak a növénypatológus is nagy hasznát láthatja. A minőség kérdésének tanulmányozásához sem lehet ilyen támaszpontok nélkül hozzáfogni. Fölötte kívánatos lenne, ha az ország több helyén végeznének aktuális mikroéghajlati tanulmányokat, melyek iskolázott gyakorlati kezekre (nemesítők, kísérletezők) bízva, nemcsak a meteorológia tudományának volnának hasznára, hanem a búzatermesztésnek is.” (Fleischmann 1929/a, 46. oldal.)

Állományklíma vizsgálatai során elsőként tanulmányozta hazánkban az állományon belüli hőmérséklet napi menetét. Eredményeit összehasonlította a szabad levegő hőmérsékletének napi menetével. Kimutatta, hogy az állomány hőmérséklete napközben néhány fokkal melegebb, mint a környező levegőé. Ennek következtében az Alföldön előforduló nagy melegek esetén a zárt állományon belül még néhány fokos többelhőmérséklettel kell számolni, ami mind a természet, mind a nemesítő számára hasznos információt jelentett. Megvizsgálta azt is, hogy a növények a harmatból milyen nedvességbevitelhez juthatnak. Mérési eredményeit Steiner Lajos meteorológussal közösen publikálta (Steiner — Fleischmann 1936). Kimutatta, hogy az egysejnyi felületre jutó harmatmennyiségben az egyes növények különböznek egymástól. Sőt a kukoricára vonatkozó vizsgálati során azt tapasztalta, hogy ugyanazon növény különböző részein is eltérő mennyiségű harmat képződik.

Fleischmann Rudolfot, a kiváló növénynemesítőt azonban nemcsak a növények életterének meteorológiai viszonyai érdekelték, hanem az időjárásnak a terméshozamra gyakorolt hatása is. (Fleischmann 1928.) Vizsgálatait ugyancsak kukoricára vonatkozóan végezte. Azt találta, hogy a május 1. és augusztus 31. közötti csapadékösszeg, valamint a május — júniusi csapadékmennyiség csak gyenge korrelációt mutat a terméshozammal, míg a július-augusztusi csapadék hatása már határozottan kimutatható, ami egybeesett a minden napok tapasztalatával is. Fleischmann Rudolf e munkáján keresztül az agrometeorológiai kutatások ökológiai irányzatához is kapcsolódott.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy Fleischmann Rudolf a hazai agrometeorológiai kutatások legfontosabb területein: a műszer-szerkesztésben, a növények életterének mikro meteorológiai vizsgálatában, valamint az időjárásnak a terméshozamra gyakorolt hatásának tanulmányozásában úttörő szerepet játszott. Agrometeorológiai munkásságát az elmélet és gyakorlat teljes egysége jellemezte. Nemcsak felvetette a gyakorlat szempontjából még napjainkban is rendkívüli fontossággal bíró kérdéseket, hanem azokra megfelelő elméleti válaszokat is keresett.

Fleischmann Rudolf azonban nemcsak kutatónak volt kiváló. Világosan felismerte azt is, hogy a tudományok határterületein – így az agrometeorológiában is – csak akkor lehet előrelépni, ha szoros együttműködés alakul ki a két egymáshoz kapcsolódó tudomány művelői között. Agrometeorológiai munkássága szép példa a mezőgazdasági kutatók és a meteorológusok közötti szoros és eredményes együttműködésre is.

Felhasznált irodalom:

Fleischmann Rudolf, 1928: Esőmennyiség és tengeritermés. Időjárás, 7–8. füzet, 102–105. oldal.

Fleischmann Rudolf, 1929/a: Hőmérséklet-mérések a gabonában a szemfejlődés idején. Időjárás, 3–4. füzet, 41–47. oldal.

Fleischmann Rudolf, 1929/b: A talaj fagyása és felengedése az 1928–29. télben. Időjárás, 7–8. füzet, 126–128. oldal.

Fleischmann Rudolf, 1930: Adatok a gabona mikroklímájához a rozsdá megjelenése előtt. Időjárás, 7–8. füzet, 101–107. oldal.

Fleischmann Rudolf, 1932: Néhány újabb Kompolton végzett mikroklimatikus megfigyelésről. Időjárás, 1–2. füzet. 52–55. oldal.

Steiner Lajos–Fleischmann Rudolf, 1936: Harmatmérések Kompolton a Nagy Magyar Alföld északi szegélyén. A Meteorológiai és Földmágnassági Intézet hivatalos kiadványai XII. kötet, 28. oldal.

Varga-Haszonits Z.



DOBSON-SPEKTROFOTOMÉTEREK ÖSSZEHASONLÍTÁSA POTSDAMBAN

1979. június 5. és 23. között a WMO VI. Régiójához tartozó országok második csoportja (Románia, Lengyelország, NDK, NSZK, Franciaország, Csehszlovákia, Magyarország) Potsdamban tartotta a Dobson-spektrofotométerek összehasonlítását. A Nemzetközi Ózon Bizottság (IOC) részéről jelen volt *C. D. Walsh* az IOC titkára.

Az első héten a spektrofotométerek általános tesztelését, és, az ózonn mérő világhálózatához tartozó műszereken a szükséges módosításokat és modernizálásokat végeztek el. E munkában igen nagy segítséget nyújtott a jelenlevő két WMO-szakember (Torontóból *A. Asbridge* és Boulderból *D. Grass*).

Az összes optikai teszt elvégzésekor kiderült, hogy a magyarországi Dobson-spektrofotométer a hálózat egyik legjobb műszerévé vált.

A WMO-szakemberekkel és *C. D. Walsh*-val folytatott beszélgetések során nyilvánvalóvá vált, hogy a WMO messzemenően támogatna minden olyan igyekezetet, amelynek eredménye nagymértékben leegyszerűsítene a Dobson-spektrofotométer kalibrálását és az ózonné-

rest. (Ez megtalálható a CIMO 1977-ben Hamburgban elfogadott határozatai között is.) Ennek kapcsán a fenntartási osztály által készített automatikus ózonn mérő további fejlesztését szintén nagy érdeklődéssel várják.

Az ózonn mérők konkrét összehasonlítása szimultán mérésekkel a nem túl kedvező idő ellenére megtörtént, és a nagy tömegű adat számítógépes feldolgozása folyamatban van.

Miskolci F.



A XIV. ORSZÁGOS TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI KONFERENCIAI METEOROLÓGIAI ELŐADÁSAI

A tudományos diákköri munka az egyetemi és főiskolai élet sajátos színterét. A felsőoktatási képzésnek és ifjúsági mozgalomnak olyan munkaterülete ez, amely a hallgatók szakmai-politikai nevelésének komplex rendszerébe tartozik.

A tudományos diákköri munka folyamatát, tervszerűségét az országos konferenciák két-éves periodicitása biztosítja. Ez évben a soron következő XIV. konferencia természettudományi szekciójának üléseit a KLTE Természettudományi Kara Debrecenben rendezte, április 5–7. között. A konferencián résztvevő felsőoktatási intézmények száma 16 volt, s mintegy 252 előadás hangzott el a különböző tudományterületek alszekciójában. Örömmel teszünk említést arról, hogy a tudományos diákköri konferenciák történetében ez volt már a második alkalom, amikor a természettudományi szekción belül önálló meteorológiai alszekciójában meteorológiai előadások hangzottak el.

A JATE Éghajlattani Tanszékéről 7, az ELTE Meteorológiai Tanszékéről 3, a KLTE Meteorológiai Tanszékéről 2, a Szegedi Tanárképző Főiskola részéről 2, a Nyíregyházi Tanárképző Főiskola Földrajzi Tanszékéről 1 hallgató dolgozata alkotta – előzetes elbírálás után – a meteorológiai alszekció programját.

A három meteorológiai tanszékről beérkező dolgozatok száma kb. arányos az egyes tanszékek hallgatói létszámával. Ugyanis az első éven felvett földrajz szakos hallgatók létszáma jelenleg a JATE-n a legnagyobb. Úgy tűnik, hogy a jövőben a diákköri dolgozatok száma kb. a jelenlegi szinten – az egyes tanszékeknél – stabilizálódni fog. Új jelensége a diákköri munkának viszont az, hogy a főiskolás hallgatók (Szeged, Nyíregyháza) először jelentkeztek dolgozatokkal a meteorológiai alszekciójában.

Színesebbé, gazdagabbá tenné a meteorológiai diákköri munkát, ha a következő konferencián agráregyetemeink hallgatói is részt vennének, pl. agrometeorológiai témákkal.

A bíráló bizottság munkájában a három meteorológiai tanszék oktatói vettek részt (*Péczely György, Justyák János, Rákóczi Ferenc*), akik a három félnapon át felváltva elnököltek. Sajnálatos, hogy e nemes vetélkedésben a meteorológiai szolgálatot, a Magyar Meteorológiai Társaságot nem képviselte senki. Örvendetes viszont, hogy az OMSZ és a MMT különdíjakat ajánlott fel a meteorológiai alszekcióban elhangzott, arra érdemes diákköri munkákra.

Általában egy-egy félnapon 5 előadás hangzott el korszerű oktatási eszközökkel jól felszerelt, kondicionált teremben. A hallgatók szabad előadásait, s az azt követő vitákat a fegyelmezettség, a lényegre való törekvés jellemezte, amihez nagymértékben hozzájárult a témavezetők alapos előkészítő munkája is. Az utóbbiak: *Péczely György* egyetemi tanár, *Károssy Csaba* aspiráns (JATE), *Dobosi Zoltán* egyetemi tanár, *Rákóczi Ferenc* docens, *Császár Margit* docens (ELTE), *Mészáros Ernő* intézeti igazgató (OMSZ), *Justyák János* egyetemi tanár, *Tar Károly* adjunktus (KLTE), *Hanusz Árpád* adjunktus (Tanárképző Főiskola Nyíregyháza).

A dolgozatok témái kapcsolódtak a tanszék-ek, ill. intézetek kutatási témáihoz, terveihez. Általában a témák feldolgozásánál a hallgatók felhasználták a korszerű matematikai statisztika módszereit, hogy olyan statisztikai jellemzőket, összefüggéseket, sajátosságokat tárjanak fel, amelyek mind elméleti, mind gyakorlati szempontból hasznosak legyenek. Ebben a vonatkozásban külön is kiemelendők a JATE Éghajlattani Tanszékéről benyújtott dolgozatok, amelyeket főként földrajz-matematika szakos tanárjelöltek írtak. Ez tükröződött a díjak odaítélésében is.

A bíráló bizottság valamennyi dolgozatról, az előadások szakmai színvonaláról, módszertani vonatkozásairól elismerően nyilatkozott, s javaslatára az országos konferencia szervező bizottsága a következő dolgozatokat jutalmazta: *Pelle Lászlót* (JATE): *Hőmérsékleti és csapadék idősorok statisztikai entrópiájának vizsgálata* című dolgozatáért az Oktatásügyi Minisztérium első díjával, *Molnár Zoltánt* (JATE):

Talajközeli inverziók klimatológiai jellemzése Szeged adatai alapján című dolgozatáért az Oktatásügyi Minisztérium második díjával, *Vodinák Györgyi* (JATE): *A Csendes-óceán vízhőmérsékletének változékonysága, kapcsolatban az általános légközzel* című dolgozatáért az OMSZ első különdíjával, *Penyigei Erzsébet* (KLTE): *Szörfajták érésének biofenológiai vizsgálata Tokajhegyalján* című dolgozatáért a Magyar Meteorológiai Társaság első különdíjával, *Tóth László* (ELTE): *A csapadékmérő berendezések tulajdonságaiból és megfigyelési módszereiből adódó rendszeres hibák a csapadékadatokban* című dolgozatáért az OMSZ második különdíjával, *Miklós Gábor - Városi József* (Juhász Gyula Tanárképző Főiskola): *Földalatti légterek kutatása a klímáparaméterek információtartalmának statisztikus elemzésével (légtérkutatás csúsztatásos korrelációval)* című dolgozatáért a főiskola második különdíjával, *Tóth Tünde* (JATE): *A gyermekláncfű (Taraxacum officinale) és a fehér bokréta (Aesculus hippocastanum) fenofázisainak időpontjai hazánkban* című dolgozatáért az OMSZ harmadik különdíjával, *Szultos Erzsébet* (JATE): *A monszunterületek csapadékának kapcsolata a Föld különböző klímaterületeinek csapadékváltozékonyságával* című dolgozatáért a Borsod megyei tanács harmadik különdíjával tüntette ki.

A fentiekben kívül az országos konferencia szervező bizottsága dícséretben részesítette ill. kari első díjra javasolta az alábbi hallgatók dolgozatait: *Barta Erika* (KLTE), *Haszpra László* (ELTE), *Király Márta* (JATE), *Putsay Mária* (ELTE), *Terék Aranka* (JATE), *Papik Olga* (Bessenyei György Tanárképző Főiskola).

Végül megemlítjük, hogy a konferencia idején a hallgatók megtekintették a KLTE Meteorológiai Tanszékét, a Fizikai Földrajzi Laboratóriumot, a MTA Napfizikai Observatóriumot, ahol *Dezsd Lóránd* professzor bemutatásával egybekötött értékes előadást tartott.

Az OTDK megrendezése, lebonyolítása mintaszerű volt, amely a KLTE szervező bizottságának jó előkészítő munkáját dicséri.

Justyák J.

SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

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* 59, 65—70. Könyv esetén: Szerző(k) neve, évszám, könyvcím, kiadó, megjelenés helye. Pl. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

A szerzők megjelent tanulmányukért tiszteletdíjat és térítésmentesen 30 db különnyomatot kapnak. Több különnyomat 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 literary advisers.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

References: The Text citation should contain the name(s) of the author(s) underlined and the year of publication. In case of one author: *Róna* (1909), or if the name of the author cannot be fitted into the text: (*Róna*, 1909); in case of two authors: *Gamow and Cleveland* (1973); there are more than two authors: *Bacsó: et al* (1953). When referring to several papers published in the same year by the same author, the year of publication should be followed by letters *a, b* etc. At the end of the paper the list of references should be arranged alphabetically. For an article: the name(s) of author(s), year, title of article, name of journal, volume number, pages. E. g. *Dési, F.* 1955: Current problems of meteorological research. *Időjárás* 59, 65—70. For a book: the name(s) of author(s), year, title of book, publisher, place of publication. E. g. *Junge, C. E.*, 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024

Levélcím: Budapest, Pf. 38. 1525. Tel: 353-500

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

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



Athenaeum Nyomda, 79.2079 Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 180 Ft. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán,
Budapest, Kitaibel Pál utca 1. 1024. Levélcím Budapest, Pf. 38. 1525. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 30 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329