

*Varga János*

# IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA  
94. ÉVF. \* 2 — 3. SZÁM \* 1990. MÁRCIUS — JÚNIUS

SPECIÁLIS SZÁM

**VÍZ, IDŐJÁRÁS, ÉGHAJLAT**

---

SPECIAL ISSUE

**WATER, WEATHER, CLIMATE**

JOURNAL OF THE HUNGARIAN METEOROLOGICAL SERVICE

VOL. 94. \* NO. 2 — 3 \* MARCH — JUNE 1990 \* BUDAPEST

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata  
Journal of the Hungarian Meteorological Service

Felelős szerkesztő — Editor-in-Chief

MÉSZÁROS ERNŐ

Központi Léggörfizikai Intézet

1675 Budapest, Pf. 39.

Telefon: 158-5711

## SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG — EDITORIAL BOARD

AMBRÓZY P. (Budapest)

ANTAL E. (Budapest)

BENGTSSON, L. (Reading)

BÖHME, W. (Potsdam)

BUDYKO, M. I. (Leningrad)

CZELNAI, R. (Geneva)

FARAGÓ T. (Budapest)

FISHER, B. (Leatherhead)

GEORGII, H.-W. (Frankfurt a. M.)

GÖTZ G. (Budapest)

HAMAN, K. (Warsaw)

HUSAR, R. (St. Louis, Missouri)

KAPOVITS A. (Budapest)

KONDRATYEV, K. YA. (Leningrad)

MAJOR GY. (Budapest)

MESINGER, F. (Beograd)

MILOSHEV, G. (Sofia)

PRÁGER T. (Budapest)

PRUPPACHER, H. R. (Mainz)

RÁKÓCZI F. (Budapest)

RENOUX, A. (Paris-Créteil)

SAMAJ, F. (Bratislava)

SPANKUCH, D. (Potsdam)

STAROSOLSZKY Ö. (Budapest)

SZEPESI D. (Budapest)

TAYLOR, F. W. (Oxford)

TÄNCZER T. (Budapest)

VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)

VITEK, V. (Praha)

WHELPDALE, D. M. (Downsview, Ont.)

WIRTH E. (Budapest)

ZAHARIJEV, V. (Sofia)

Műszaki szerkesztő — Technical Editor

SZABÓ ÉVA

Szerkesztőség: 1525 Budapest, Postafiók 38.

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

---

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

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## TARTALOM

<i>Mészáros Ernő</i> : Előszó .....	66
<i>Nováky Béla</i> : A víz körforgása és a víz-háztartási folyamatok .....	67
<i>Práger Tamás</i> : A vízgőz szerepe a légkör általános cirkulációjában és energiaforgalmában .....	76
<i>Wirth Endre</i> : A felhők és csapadékok keletkezésének mikrofizikai alapjai .....	92
<i>Maller Aranka—Németh Erika—Rímek Ilona—Török László—Varga László</i> : A cirkulációs folyamatok és a csapadékeloszlás Magyarország térségében, középtávú valószínűségi csapadékelőrejelzés a cirkulációs folyamatok figyelembevételével ....	108
<i>Újváry Katalin</i> : A mennyiségi csapadékelőrejelzés lehetőségei és módszerei .....	124
<i>Bonta Imre—Takács Ágnes</i> : Mezoszkálájú rendszerek vizsgálata ....	132
<i>Putsay Mária—Tánczer Tibor—Vadász Vilmos</i> : A kihullható víztartalom meghatározása a MOS—1 műhold vízgőz felvételéről .....	142
<i>Dunkel Zoltán—Stollár András—Szabó Tibor—Tiringner Csaba</i> : A területi párolgás meghatározása Magyarországon .....	149
<i>Ambrózy Pál—Koflanovits Erika—Kövérvér Béláné</i> : A csapadékeloszlás időbeli átrendeződése Magyarországon .....	156
<i>Koppány György—Pelle László</i> : A nagyecsapadékokból származó víztömeg becsült potenciális energiája középhegységeinkben. Esettanulmányok. ....	168
<i>Bereczky László—Simon József—Szücs Zsigmond</i> : Automata csapadékmérők üzemeltetési tapasztalatai ....	176
Irodalom .....	182
Krónika .....	184

## CONTENTS

<i>Mészáros, E.</i> : Editorial .....	66
<i>Nováky, B.</i> : The cycle of water and processes determining the water balance .....	67
<i>Práger, T.</i> : The role of water vapour in the general circulation and energy cycle of the atmosphere .....	76
<i>Wirth, E.</i> : Microphysical principles of the formation of clouds and precipitation .....	92
<i>Maller, A.—Németh, E.—Rímek, I.—Török, L.—Varga, L.</i> : Areal precipitation distributions in several circulation patterns and medium range probabilistic precipitation forecasts .....	108
<i>Újváry, K.</i> : Possibility and methods of quantitative precipitation forecast .....	124
<i>Bonta, I.—Takács, Á.</i> : Investigation of mesoscale precipitation systems .....	132
<i>Putsay, M.—Tánczer, T.—Vadász, V.</i> : Determination of precipitable water from WV-image of MOS—1 satellite .....	142
<i>Dunkel, Z.—Stollár, A.—Szabó, T.—Tiringner, Cs.</i> : Evaluation of areal evapotranspiration in Hungary ...	149
<i>Ambrózy, P.—Koflanovits, E.—Kövérvér, B.</i> : Rearrangement of the distribution of precipitation in Hungary ...	156
<i>Koppány, Gy.—Pelle, L.</i> : The estimated potential energy of water coming from heavy rains in Hungary's mountains of medium height case studies .....	168
<i>Bereczky, L.—Simon, J.—Szücs, Zs.</i> : Experiences gained by an automatic precipitation measuring network ..	176
Literature .....	182
Chronicle .....	184

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## Előszó

*Az 1989. évi Meteorológiai Tudományos Napok rendezvény a „Víz, időjárás, éghajlat” témakörrel foglalkozott. A tudományos konferenciát az MTA Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Meteorológiai Tudományos Bizottsága és az Országos Meteorológiai Szolgálat rendezte.*

*A víz életünk fenntartásában meghatározó szerepet játszik. Földi körforgalmának tanulmányozása ezért a környezeti tudományok alapvető feladata. A bemutatott előadások jól tükrözték a kérdés fontosságát. A vízháztartáson kívül érintették a víz szerepét a légkör energiaforgalmában, a csapadékképződést és ennek hatását más nyomanyagok körforgalmára. Külön szekció tárgyalta a légnedvesség és a csapadék különböző léptékű előrejelzését, illetve a víz szerepét éghajlatunk szabályozásában.*

*Jelen kötet az előadások többségét tartalmazza. Forgatását elsősorban meteorológus, hidrológus és biológus szakembereknek ajánljuk.*

MÉSZÁROS ERNŐ  
felelős szerkesztő

## Editorial

*The Meteorological Scientific Days dealt in 1989 with the role of water in the control of weather and climate. The conference was organized by the Meteorological Commission of the Department of Earth Sciences and Mining of the Hungarian Academy of Sciences and by the Meteorological Service of Hungary.*

*Water plays a decisive role in the control of life on our planet. Thus, study of its cycle in nature is one of the basic tasks of environmental sciences. The papers presented at the conference represented well the importance of the question. The speakers discussed the global water balance, the role of water in atmospheric energy transport as well as the formation of precipitation and its role in the removal of other trace substances from the air. Separate sessions were devoted to the forecasting of humidity and precipitation on different scales and to the relationship between water cycle and climate.*

*The present volume contains the material of the majority of lectures. Its study is proposed first of all to experts in meteorology, hydrology and biology.*

E. MÉSZÁROS  
Editor-in-Chief

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A víz körforgása és a vízháztartási folyamatok

NOVÁKY BÉLA

*Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont  
H—1095 Budapest, Kvassay J. út 1.*

A víz körforgásának, a vízháztartási folyamatoknak az ismerete nélkülözhetetlen a vízgazdálkodás és a környezetgazdálkodás számára. A tanulmány a vízkörforgás legfontosabb törvényszerűségeit foglalja össze, részletesen foglalkozik a vízkörforgás szárazföldi szakaszával. A vízkörforgás szárazföldi szakasza, a hidrológiai rendszer, tározások és vízmozgások sorozata. A hidrológiai rendszer a csapadékon és a párolgáson keresztül kapcsolódik a légköri rendszerhez. A párolgás alakításában a térszíni adottságok is jelentős szerepet játszanak. A hidrológiai rendszer állapotváltozásait a légköri rendszer állapotváltozásából eredő külső hatások mellett a rendszer belső tehetetlensége és véletlen hatások szabályozzák. Az állapotváltozások leírása során kétféle metodológiai megközelítéssel élhetünk. Az első megközelítés a rendszer valamely kiragadott állapotjellemzőjének időbeli alakulását véletlen hatások eredményeként tekinti a másik, a rendszerelméleti megközelítés az állapotjellemzők időbeli alakulását a kiváltó okokkal és a térszín folyamataival együtt vizsgálja. A hidrológiai egyensúlyi állapot csak a légköri és térszíni folyamatok együttes egyensúlyával állhat fenn. Az egyensúlyi állapot egyik legfontosabb jellemzőjének, az átlagos évi lefolyásnak az éghajlati jellemzőktől való függését, az egyensúlyi állapot vízmérleg-szerkezetének a talajok fizikai tulajdonságaitól való függését vizsgáljuk a továbbiakban.

\*

*The cycle of water and processes determining the water balance.* The knowledge of water cycle and processes determining the water balance are of great importance for water and environmental managements. The aim of the present paper is to summarize the most important laws controlling the water cycle in nature and to discuss in more detail the continental part of the water cycle. The continental part of water cycle, the hydrologic system, consist of a series of storages and motions (Fig. 1). The hydrologic system is connected to the atmospheric water cycle by evaporation and precipitation. In the control of evaporation topographic properties also play an important role. Beside external effects due to changes in the atmosphere the state variations of the hydrologic system are controlled by its internal inertia as well as by random variations. The description of state variations can be done by two methodological approximations. By applying the first approximation, the temporal changes in any state variable of the system are the results of random effects and they are considered as stochastic processes. According to the second one, the temporal changes in state variables are studied by their causes together with topographic processes (it is called the system analytical approximation). Taking into account a longer time period, under natural conditions the hydrologic system is in equilibrium. However, this equilibrium can be realized only through the balance of processes caused by the atmosphere and topography (Fig. 2). Fig. 3 shows the dependence of the average annual runoff — one of the most important characteristics of equilibrium state — from climatic parameters. The relationship under equilibrium conditions between the water balance structure and physical properties of soils is represented in Fig. 4.

## 1. A víz körforgásának általános törvényszerűségei és vonásai

A víz a természetben állandó körforgásban van. Ennek lényegesebb vonásait *Szesztay* (1963) nyomán a következőkben foglalhatjuk össze.

A felhőből kihulló esőcseppek vagy hókristályok egy része már útközben elpárolog. Amennyiben az alsó levegőrétegek szárazak, a kisebb csapadékelemek esésük közben teljes egészükben elpárolognak. A felszínre elért csapadék egy részét a növényzet felfogja (intercepció), majd az így felfogott csapadék visszapárolog a levegőbe. Ugyancsak elpárologhat a felszínig eljutott, a terep mélyedéseiben ideiglenesen tározódó csapadék is. Vízáteresztő talajok esetében megindul a beszivárgás.

A talajba szivárgó víz egy része talajszemcsékhez tapadva, vagy a talajszemcsék közötti hézagokat kitöltve, a felszín közelében (a fedőrétegben) marad és közvetlenül a talajból (evaporáció), vagy a növények testén át (transzspiráció) elpárolog és visszatér a levegőbe. Hosszantartó esőzéseket követően a beszivárgó vizek nagyobb mélységekig is eljuthatnak. A talajvízig eljutott csapadék egy része ugyancsak elpárolog, más része felszínre bukkanhat források révén, vagy a vízfolyásokba és tavakba szivárgó talajvizekkel. A talajba be nem szivárgó vizek — a terep esését követve — a terepen összegyűlve jutnak el a vízhálózatba, s azon keresztül a tengerekbe, óceánokba, esetleg zárt, lefolyástalan tavakba, ahonnan lényegében egyetlen úton, a párolgás révén távozhatnak.

A vízkörforgás tehát a legkülönbébb irányú és sebességű vízmozgások és folytonos halmazállapot-változások igen bonyolult szövevénye. Ezek a bonyolult és változatos mozgásfajták, halmazállapot-változások kötik össze a Föld valamennyi szférájában (atmoszféra, litoszféra, bioszféra és az ember technogén tevékenyége révén kialakuló és mind nagyobb jelentőséget nyerő technoszféra) igen változatos formában megjelenő vizet és alkotják az egységes és zárt *hidroszféra*t.

A vízkörforgásból a víz két lényeges tulajdonsága is adódik: 1. a víz a természet megújuló erőforrásai közé tartozik, ugyanakkor a megújulás sebessége vízfajtánként igen eltérő: a légkörben csupán néhány nap alatt lejátszódó kicserélődéstől a mélységi vizek geológiai léptékű, néhány ezer éves megújulásáig változik; 2. a víz körforgása kapcsolatot teremt a Föld valamennyi szférája között, ezáltal nemcsak elviselője az egyes szférákban végbemenő állapotváltozások hatásainak, de e hatások továbbítója, szétosztója, tározója és vissza-csatolója is.

A vízkörforgásnak, a víz mozgásának és halmazállapot-változásának örök fenntartásában a Föld nehézségi erőtere és a Naptól érkező hőenergia játsszák az alapvető szerepet, jóllehet a teljeskörű vízkörforgásban kisebb-nagyobb mértékben más erők is szerephez jutnak.

A gravitáció a csapadék, a felszíni és felszín alatti vízmozgás és a beszivárgás alakításában működik közre. A Coriolis-erőnek a szélrendszerek és a légköri cirkuláció alakításán keresztül fontos a szerepe a páramozgásban, s ez utóbbiban — ugyancsak a légköri cirkuláció alakításán keresztül — elsőrendű szerepe van a Naptól érkező hőenergia területi megoszlásában mutatkozó eltéréseknek. A hőenergia alapvető tényező a párolgás fenntartásában. A kapilláris erők a beszivárgási folyamatokban, a felszín alatti vízmozgásokban, a talajok párolgásában, míg az ozmózis a növények párologtatásában játszik fontos és meghatározó szerepet.

A víz mozgásfajtái és halmazállapot-változásai, illetve a mozgásokat fenntartó erők kapcsolatából a vízháztartási folyamatokat tekintve különösen nagy

jelentőségű a hőenergia és a párolgás kapcsolata. A felszín hőmérséklete — leegyszerűsítve — a párolgásra fordított hő és a légtérnek a turbulens hőcserélődés révén átadott hő között oszlik meg. Másfelől — ugyancsak egyszerűsített formában — a felszín egy adott elhatárolt részére lehulló csapadék az adott területről lényegében vagy párolgás útján, vagy felszíni és/vagy felszín alatti lefolyás útján távozik. A párolgás tehát mind a hőmérséklet, mind a vízmérleg tagja, s mint ilyen egyetlen, azaz végső soron a párolgás teremti meg a vízmérleg és a hőmérséklet, a vízkörforgás és az *energiakörforgás* kapcsolatát.

A víz maga is szállító közeg, mozgása révén jelentős anyagtranszportot is megvalósít. Ennél fogva a vízkörforgás szorosan kapcsolódik a természetben lejátszódó és az emberi beavatkozások által módosított *anyagkörforgás*hoz is.

Globális méretekben a vízkörforgás egységes egészet, zárt rendszert alkot. Ez az egységes, zárt rendszer a különböző szférákhoz kapcsolódása alapján két alapvető alrendszerre: az atmoszférához kapcsolódó légköri, és a litoszférához kapcsolódó alrendszerre különíthető el, amely utóbbin belül elkülöníthető a szárazföldi és az óceáni alrendszer. Az így lehatárolt alrendszerek természetesen már nyitott rendszerek, amelyek az elhatárolt rendszerekkel a vízkörforgás egyes elemei révén tartják a kapcsolatot.

A globális vízmérleg összetevőit *Budüko* (1984) nyomán jellemezzük. Az óceánok és a tengerek felszínéről elpárolgó mintegy 505 ezer km<sup>3</sup> víz nagyobb része, mintegy 91%-a visszahull az óceánokra és a tengerekre, s csupán 47 ezer km<sup>3</sup>-t kitevő, alig 10%-nyi része jut el pára formájában a szárazföldre fölé. Ennek a pótlására a szárazföldre ugyanilyen nagyságú vízmennyiséget szállítanak az óceánokba és a tengerekbe. A szárazföldre fölé az óceánok felől érkező 47 ezer km<sup>3</sup> páramennyiség a szárazföldi csapadék sokévi átlagban becsült 110 ezer km<sup>3</sup>-nyi értékének csupán kisebbik hányadát jelenti. A szárazföldre hulló csapadék nagyobbik része, mintegy 57%-a, a szárazföld párolgásából ered. A globális vízmérleget tekintve további 9 ezer km<sup>3</sup>-re becsülhető a szárazföldre lefolyástalan — az óceánokkal és a tengerekkel kapcsolatban nem lévő — területeinek vízforgalma.

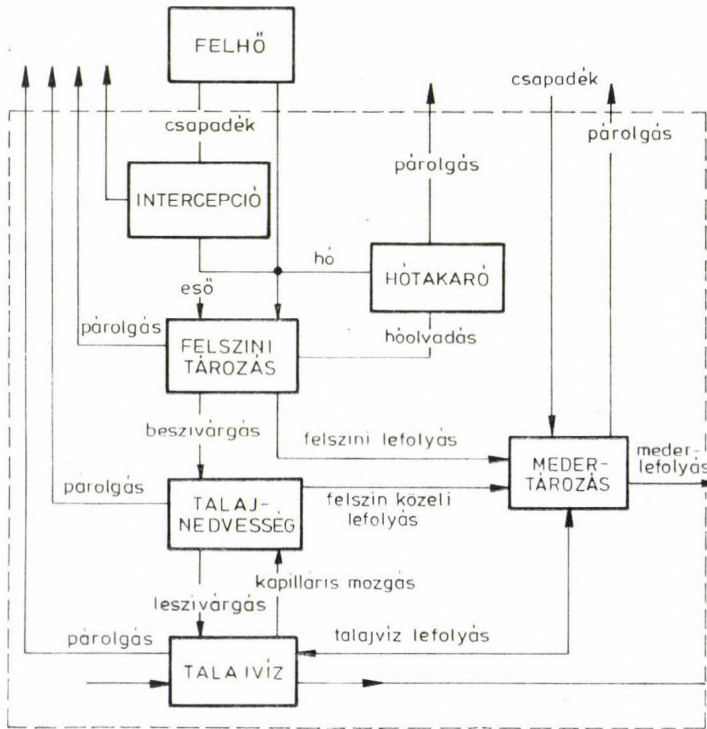
## 2. A víz körforgásának szárazföldi szakasza

A víz globális körforgása során a mozgási (transzlációs) és az adott helyen hosszabb-rövidebb ideig történő tartózkodási (tározási) formáit tekintve, a legváltozatosabban a szárazföldi szakaszban jelenik meg. A vízkörforgás szárazföldi szakasza rendszerelvű felépítését *Callaway* és *Currie* (1985) nyomán az *I. ábra* mutatja be. A rendszer *tározások* (intercepció, hótakaró, felszíni tározódás, talajnedvesség, felszín alatti vizek) és *mozgások* (csapadékhullás, párolgás, felszíni és felszín alatti lefolyás, beszivárgás, kapilláris vízmozgás) sorozatából áll.

A *hidrológiai rendszer* a csapadékon és a párolgáson keresztül kapcsolódik a légköri rendszerhez. A csapadék lényegében független a hidrológiai rendszer állapotától, a párolgás azonban erősen függ ez utóbbi mindenkori állapotától, mindenképp a rendszerben a párolgás számára rendelkezésre álló mindenkori nedvességkészlettől. A párolgás ugyanakkor függ a légkör állapotától is, ugyanis a légkör mindenkori hőállapota és párahiánya határozza meg a légtér által felvehető páramennyiséget, azaz a potenciális párolgást. A tényleges párolgás a légköri rendszer hidrológiai rendszeren keresztül visszacsatolt hatásának tekinthető.

A légköri rendszer állapotváltozását a csapadék és részben a párolgás továbbítja a hidrológiai rendszerbe, amelynek állapota — a légkör állapotához hasonlóan — állandóan és folytonosan változik. Az állapotváltozások a legfontosabb *állapotjellemzők* — a vízállás, a vízszint, a vízhozam, a tározódó vízmennyiség — rendszeres észleléseivel több-kevesebb folyamatossággal követhetők.

A hidrológiai rendszer állapotváltozásait a légköri rendszer állapotváltozásainak csapadékon és párolgáson keresztül érvényesülő *külső hatásain* kívül a hidrológiai rendszer *belső tehetetlenségével* összefüggő hatások is szabályozzák.



1. ábra. A víz körforgásának szárazföldi szakasza (Callaway és Currie, 1985)

A belső tehetetlenség miatt a hidrológiai rendszerben a külső hatások időben elnyújtva és többnyire késleltetve érvényesülnek. A belső tehetetlenséggel magyarázható az, hogy a hidrológiai rendszer állapotváltozásai során egy ideig még mintegy visszaemlékszik múltjára, továbbá, hogy a rendszer állapotváltozásai közötti belső összefüggés, az autokorreláltság magasabb, mint a külső hatásokat előidéző légköri állapotváltozásoké (Nováky, 1988). A belső tehetetlenség a hidrológiai rendszerek tározótereinek meglétével van összefüggésben. A hidrológiai rendszer állapotváltozásait a külső hatások és a belső tehetetlenség mellett *véletlen hatások* is szabályozzák. Ilyen véletlen hatásnak tekinthető az, hogy a légköri rendszer felől érkező külső hatás a hidrológiai rendszert éppen milyen állapotban találja. Szemléletes példája lehet ennek a csapadék és a lefolyás közötti kapcsolat: a lefolyás nagysága nemcsak a lefolyást közvetlenül kiváltó csapadék nagyságától függ, hanem a vízgyűjtő talajnedvességi állapo-

tától is, ez utóbbtól függően egyazon nagyságú kiváltó csapadék igen eltérő lefolyást eredményezhet.

A hidrológiai rendszer állapotváltozása tehát egyfajta válasz a légköri rendszer állapotváltozásaira. Maga a válasz a térszínnek a hidrológiai rendszerhez szorosan hozzátartozó fizikai-földrajzi adottságaitól (talajok, növényzet, domborzat, geológiai felépítés) függ. A térszíni adottságok nagyfokú térbeli változékonysága, s ebből adódóan a hidrológiai rendszerek belső tehetetlenségének nagyfokú térbeli változékonysága ad magyarázatot arra, hogy a különböző hidrológiai rendszerek eltérő választ adnak egyazon légköri hatásra.

Metodológiailag a hidrológiai rendszer állapotváltozásainak megismerése során kétfajta megközelítéssel élhetünk. Az egyik fajta megközelítés a hidrológiai rendszer valamely kiragadott állapotjellemzőjének időbeli változását csupán véletlen hatások eredményeként tekinti, s nem vizsgálja a kiváltó okokat. Ez a megközelítés az állapotjellemző (leggyakrabban vízállás, vízhozam) időbeli változását véletlen sztochasztikus folyamatnak tekinti, amelyből a gyakorlati igényeknek megfelelően megválasztott mutató alapján a matematikai statisztika módszereivel számíthatók a különböző célú vízgazdálkodási műszaki létesítmények, vagy általában a vízgazdálkodási döntések megalapozásánál mértekkadó hidrológiai állapotok. Ez a megközelítés alapvetően *technológiai szemléletű*.

A módszerek másik csoportja a hidrológiai rendszer állapotjellemzőinek időbeli változását, a kiváltó hatásokkal együtt, rendszerelméleti megközelítésében vizsgálja. A valóság folyamatait — a vízháztartási folyamatokat — leképző absztrakt modelleket épít fel. A hidrológiai gyakorlatban kialakult modellek igen változatosak a modellbeli törvényszerűségek (sztochasztikus vagy determinisztikus), a modellfelépítés (feketedoboz modellek és konceptuális modellek), a linearitás, a térbeli struktúra és az időbeli struktúra (folytonos vagy diszkrét modellek) megválasztásának függvényében (Dyck, 1980). A rendszermodelleket a hidrológiai gyakorlat elsősorban a hidrológiai folyamatok előrejelzése során alkalmazza sikeresen, ám sok esetben eredményesen alkalmazza hiányzó hidrológiai idősorok, vagy egyes hidrológiai események szimulálására is. A rendszerszemléletű megközelítés egyfajta kimozdulás a vízháztartási folyamatok csupán technológiai szemléletű vizsgálatából, valóságos *ökológiai szemléletet* ugyanakkor csak azok a modellek nyerhetnek, amelyek a térszín valamennyi folyamatát képesek modellezni.

Természetes és változatlan körülmények között a hidrológiai rendszer állapotváltozásait bizonyos törvényszerűségek jellemzik: hosszabb időszakot tekintve az egyes állapotjellemzők átlagai, szórásai, szélső értékei statisztikai állandóságot mutatnak, az egyes állapotjellemzők időbeli változásában tartós egyirányú tendenciák nincsenek, az állapotváltozások belső összefüggéseit leíró autokorrelációk statisztikai értelemben állandók, azaz az állapotváltozás folyamata *stacionárius*. Az állapotváltozásoknak ez a hosszú időre állandó kerete szabja meg a hidrológiai rendszer *egyensúlyi állapotát*.

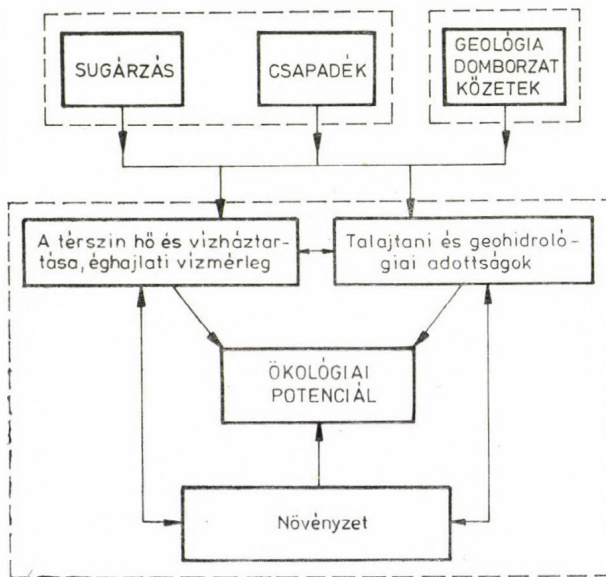
A hidrológiai rendszer egyensúlyi állapota csak a légköri és térszíni folyamatok kapcsolódó rendszereinek együttes egyensúlyi állapotával állhat és áll fenn. A hidrológiai rendszernek, a vízháztartási folyamatoknak a térszín tágabb körű folyamatrendszerében és az ökológiai potenciálban betöltött szerepét Szesztay (1980) a következőképpen vázolta:

1. a *külső hatások*, amelyek gyakorlatilag függetlennek tekinthetők az adott hely térszíni adottságaitól (csapadék, globális sugárzás, geológiai hatások)
2. a *térszín domborzata*, geológiai szerkezete, kőzettani felépítése, amelyek gyakorlatilag állandók

3. a *helyi belső tényezők*, amelyek közvetlenül is részesei a térszín fizikai és ökológiai folyamatainak és alakulásukra a további helyi tényezők és folyamatok is visszahatnak (2. ábra).

A hidrológiai rendszerek egyensúlyi állapota szoros összefüggésben van a légköri rendszer egyensúlyi állapotával, az éghajlattal. *Budúko* (1971) az évi átlagos lefolyásnak a térszín hőellátottságának és a csapadékelletléttségének a függvénye szerinti globális változását a 3. ábrán mutatja be.

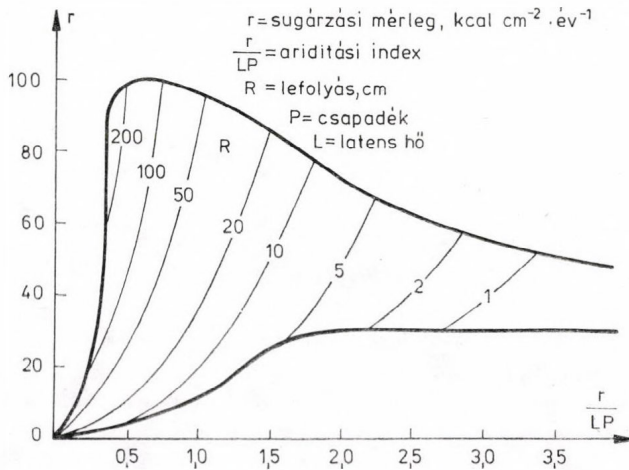
A hidrológiai rendszerek egyensúlyi állapota szoros kapcsolatban van a térszín adottságaival is. A térszíni adottságok alapvetően befolyásolják adott térség vízháztartási mérlegének szerkezetét, a vízmérleg-elemek egymás-közi arányát. A talajadottságoknak a vízmérleg szerkezetére gyakorolt hatását *Lvovics* (1963) vizsgálatai nyomán mutatjuk be. *Lvovics* a legfontosabb vízmér-



2. ábra. A vízháztartás kapcsolódása a térszín fizikai és ökológiai folyamat rendszeréhez (*Szesztay*, 1980)

leg összetevőknek a talajok víznyelőképesége szerinti változására a 4. ábra szerinti elméleti (spekulatív) összefüggést szerkesztette. Vízáró talajok esetén, amikor tehát a talajok víznyelőképesége zérus, a lehulló csapadék egésze azonnal lefolyik, nincs beszívárgás, nem alakul ki felszín alatti lefolyás, következésképpen párolgás sincsen. Ezt az elméleti esetet a valóságban a burkolt felületű vízgyűjtők közelítik meg a legjobban. A másik végletet a talajok korlátlan víznyelőképesége jelenti. Ilyen esetben a felszínre hulló csapadékot a talajok teljes egészében elnyelik; felszíni lefolyás nem alakul ki. A talajba beszívárgó csapadék egy része felszín alatti lefolyást ad, más része elpárolog. Mivel felszíni lefolyás nincs, így a felszín alatti vizek a vízhálózat egyedüli táplálói. Ezt az ugyancsak erősen idealizált esetet a valóságban a karsttal fedett területek közelíthetik meg a leginkább. *Lvovics* egy másik, ugyancsak spekulatív összefüggésben figyelembeveszi a talajok víztartóképeségének a vízmérleg szerkezetére gyakorolt hatását is (3. ábra).

Az elméleti összefüggéseket az észlelési adatok alátámasztják. A 4. ábra alsó részének szerkesztésénél Lvovics (1963) a talajok víznyelőképességének jellemzésére a vizsgálatba bevont vízgyűjtők átlagos nedvességkészletének ( $W_0$ ) és az átlagos csapadéknak ( $P_0$ ) hányadosaként képzett mutatót, a talajok víztartókéességének jellemzésére az átlagos felszín alatti lefolyás ( $U_0$ ) és az átlagos csapadék ( $P_0$ ) hányadosaként képzett mutatót használta. Az átlagos nedvességkészlet ( $W_0$ ) a felszín alatti lefolyás ( $U_0$ ) és a párolgás ( $E$ ) összege. A mutatók olyan vízgyűjtőkre számíthatók, amelyeken rendszeres hidrológiai észlelések folynak. Az ábrán a tapasztalati értékeket jellemző pontoknak a kiegyenlítő görbe körüli szóródását részben az észlelések és számítások pontatlanságai magyarázzák, de részben abból adódnak, hogy a vízmérleg-összetevőket a talajadottságokon kívül a vízgyűjtő más térszíni adottsága is befolyásolja.



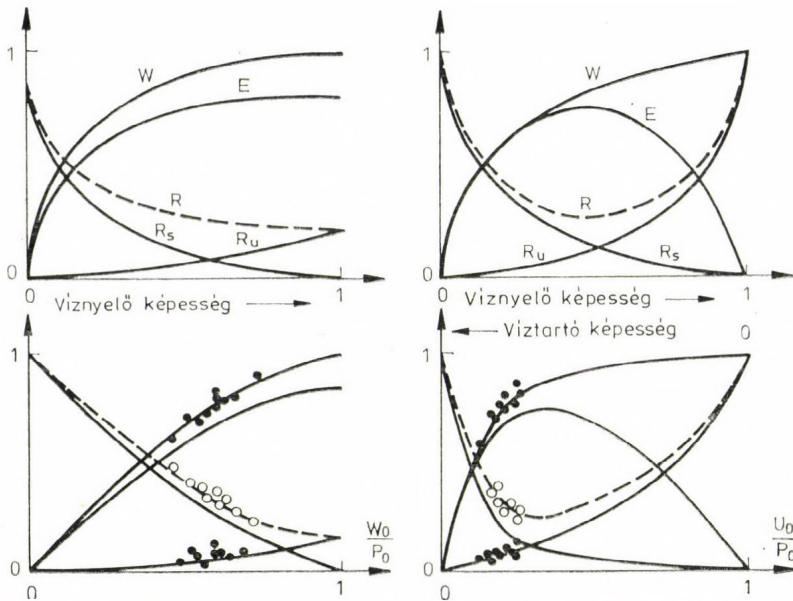
3. ábra. Az átlagos évi lefolyás területi változása a térszín hőellátottságának és csapadék-ellátottságának függvényében (Budüko, 1971)

A térszíni adottságoknak, mindenekelőtt a talajadottságoknak a vízmérleg szerkezetére, általában a vízháztartási folyamatokra gyakorolt hatásainak, a hatások mennyiségi összefüggéseinek a feltárása hazai viszonyainkra az egyik legfontosabb feladat lehet, ami nagymértékben elősegíthetné a vízgazdálkodásnak ma még inkább csak elvi keretet adó vízháztartási összefüggések jobb megismerését.

A hidrológiai rendszer és a kapcsolódó rendszerek együttes egyensúlyi állapota mindaddig fennáll, amíg a külső tényezők állandók és csupán a hidrológiai és a kapcsolódó rendszereken belüli belső törvényszerűségek érvényesülnek. A külső kényszerek hatására a rendszer bármely elemében bekövetkező változás az egész rendszert együttesen kényszeríti új egyensúlyi állapotra.

A külső tényezők lehetnek természetesen (pl. a sugárzás intenzitásában extraterresztrikus okokra visszavezethető változások, vulkánkitörések) és előállhatnak az emberi tevékenység következményeként. A vízkörforgásában, a vízháztartási folyamatokban bekövetkező változások tekintetében ez utóbbiakat két csoportra oszthatjuk:

1. A vízháztartási folyamatok társadalmi-gazdasági igények szerinti megváltoztatása, amelynek során számolni kell a változásoknak a térszín fizikai



4. ábra. A vízmérleg-elemek elméleti és tényadatok szerinti változása a talajadottságok függvényében (Lvovics, 1963)

és biológiai folyamataira gyakorolt másodlagos hatásaival; ezek számos esetben kedvezőtlenek is lehetnek.

2. A térszín fizikai és biológiai folyamataiba a társadalom-gazdaság igényeinek megfelelően történő beavatkozások (pl. a földhasználati formák változása, urbanizáció), amelyek viszont a vízháztartási folyamatokat módosítják számos esetben ugyancsak kedvezőtlenül.

A különböző külső kényszerek közül az 1970-es évektől kezdődően és az 1980-as években mind erőteljesebben hangsúlyozottan merül fel a különböző emberi tevékenységek, mindenekelőtt a  $\text{CO}_2$  és más üvegházhatású gázok koncentráció-növekedésének légköri összetételt módosító hatása, amely a globális éghajlat változásához vezethet. Endersbee (1987) szerint a 21. század mérnöki tudományával szembeni egyik legnagyobb kihívást az éghajlatváltozás jelenti. A globális éghajlatváltozás a vízháztartási folyamatokat is új egyensúlyi állapotra kényszeríti, s ennek számos, a vízgazdálkodást érintő következménye lehet.

### 3. A vízháztartás és a vízgazdálkodás kapcsolata

A társadalomnak s a gazdaságnak a vízzel szembeni igénye legáltalánosabban megfogalmazva azt jelenti, hogy

1. a víz adott helyen és időben a társadalom-gazdaság vízfelhasználói igényeinek megfelelő mennyiségben és tulajdonságokkal álljon rendelkezésre,

2. a vizek ne korlátozzák vagy veszélyeztessék a társadalom-gazdaság adott területtel szembeni hasznosítási igényét.

A társadalom és gazdaság így megfogalmazott igénye sokszor nem találkozik a vízháztartási állapotoknak elsősorban az éghajlat ingadozásával összefüggő időbeli változékonyságával és ez számos esetben a vízháztartási álla-

potok és a gazdasági-társadalmi igények konfliktusához (árvizek, aszályok, vízhiányok) vezet. A társadalom és a gazdaság fejlődésével a konfliktusok gyakorisága és mélysége általában növekvő. A konfliktusok megoldásához a történelmi tapasztalatok szerint alapvetően két út kínálkozik:

1. a társadalom és a gazdaság természeti folyamatokhoz, így a vízháztartási folyamatokhoz való alkalmazkodása,

2. a természeti folyamatoknak, így a vízháztartási folyamatoknak a társadalom és gazdaság igényei szerinti szabályozása.

Mindkét megközelítésnek egyaránt van előnyös és hátrányos tulajdonsága.

Az alkalmazkodásnak kétségtelen nagy előnye az, hogy a természeti potenciált úgy hasznosítja, hogy eközben a környezeti hatásokat a minimálisra szorítja. Kiváló példája ennek a magyarországi ártérgazdálkodás, amelynek jellegzetes vonásait első ízben *Andrásfalvy* (1973) írta le. Hátránya viszont, hogy erősen korlátozza az így hasznosítható területek eltartóképességét. A szabályozás legnagyobb előnye viszont az, hogy megszünteti vagy szűkíti a terület eltartóképességét csökkentő korlátokat. Ugyanakkor sokszor erősen környezetátalakító, s ennek pillanatnyi előnyei elfedhetik a csupán késleltetve, csak tartamhatásaiban és bizonyos küszöbszinteket meghaladóan jelentkező negatív hatásait.

A vízgazdálkodás, így hazai vízgazdálkodásunk is, akkor jár el helyesen távlati feladatainak tervezése során, ha megtalálja a vízháztartási folyamatok szabályozása és a vízháztartási folyamatokhoz való alkalmazkodás közötti objektív vizsgálatokon alapuló optimumát. Ehhez azonban a mainál lényegesen többet kell tudnunk a vízháztartási folyamatokról, a folyamatokat módosító emberi beavatkozások hatásairól (*Szesztay*, 1980), de többet kell tudnunk a hidrológiai és vízháztartási folyamatoknak más természeti folyamatokkal fennálló kapcsolódásairól is (*Falkenmark*, 1989).

Ezek az igények a hidrológiai kutatásnak is új irányt kell, hogy adjanak: az alapvetően technológiai szemléletű vízgazdálkodás *műszaki-hidrológiai* feladatait mindinkább bővíteni kell az ökológiai szemléletű vízgazdálkodásnak a vízháztartási folyamatokat a természeti folyamatok mind teljesebb rendszerében feltáró *(öko)hidrológiai* feladataival.

## IRODALOM

- Andrásfalvy B.*, 1973: *A Sárköz és a környező Duna-menti területek ősi ártéri gazdálkodása és vízhasználatai a szabályozás előtt.* VIZDOK, Budapest.
- Budüko, M. I.*, 1971: *Éghajlat és élet* (oroszul). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Budüko, M. I.*, 1984: *A bioszféra fejlődése* (oroszul). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Callaway, J. M.* and *Currie, J. W.*, 1985: Water resource systems and changes in climate and vegetation. In *Characterization of Information Requirements for Studies of CO<sub>2</sub> Effects: Water Resources, Agriculture, Fisheries, Forests and Human Health* (ed.: M. R. White) DOE-report, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, Ca.
- Dyck, S.*, 1980: *Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete.* VEB Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Endersbee, L.*, 1987: Global changes and new challenges for civil engineers. *ASCE Workshop on Civil Engineering in the 21st Century.* Williamsburg.
- Falkenmark, M.*, 1989: Hydrological shifts as part of landscape-ecological impact of climate change. *Conference on Landscape-ecological Impact of Climate Change.* Lunteren.
- Lvovics, M. I.*, 1963: *Ember és víz.* (oroszul). Geografizdat, Moszkva.
- Nováky B.*, 1988: Az évi lefolyás változékonyságának függése az éghajlati elemektől. *Hidrológiai Közlemény* 68, 313–319.
- Szesztay K.*, 1963: *Hidrológia.* Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szesztay K.*, 1980: A vízgazdálkodás vízháztartási adottságai Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* No. 3, 351–369.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A vízgőz szerepe a légkör általános cirkulációjában és energiaforgalmában

PRÁGER TAMÁS

*Központi Légekőrfizikai Intézet  
H-1675 Budapest, Pf. 39*

Jelen dolgozat fő célkitűzése, hogy áttekintsük a légköri energi ciklus és vízgőz forgalom közötti kölcsönhatásokat, valamint tisztázzuk, hogy a vízgőz milyen módosító szerepet játszhat egy esetleges éghajlatváltozás során. A dolgozat első részében ismertetjük azokat a folyamatokat és visszacsatolási mechanizmusokat, amelyek a vízgőz és a légköri folyamatok dinamikája között teremtenek kapcsolatot. Miután áttekintjük a vízgőznek a felszíni víz-mérlegben és a légköri víz- és energi ciklus kialakításában betöltött szerepét, összegezzük az átlagos meridionális cirkulációra, valamint a stacionárius és tranzienis örvények által megvalósított szállításra vonatkozó ismereteket. Végül bemutatjuk, hogy egy esetleges (az emberi tevékenység következtében fellépő) éghajlatváltozás valószínűleg milyen hatást gyakorolna a légköri víz- és energi ciklusra. Az általános cirkulációs éghajlatmodellekkel elvégzett szimulációs kísérletek szerint a légköri CO<sub>2</sub>-koncentráció megduplázódásának hatására az energi ciklus intenzitása mintegy 10%-kal csökkenne, ugyanakkor egy melegebb klímában nőne a kontinensek és óceánok vízháztartása közötti eltérés.

\*

*The role of water vapour in the general circulation and energy cycle of the atmosphere.* The main purpose of this study is to review the principal interactions between the atmospheric energy and water cycles, as well as clearing up the modification role of water vapour content in a potential climate change. In the first part of the paper the connections and feedback mechanisms between the atmospheric water content and dynamics of atmospheric processes are described. Reviewing the role of global circulation in forming the surface hydrological balance and atmospheric energy and water cycle, the transport processes realized by mean meridional flux, as well as by stationary and transient eddy fluxes are summarized. Finally, the probable effects of an anthropogenic climate change on the energy and hydrological cycles are shown. According to general circulation model's simulations the intensity of the atmospheric energy transport would be reduced by 10% in consequence of doubling of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration. At the same time, the contrast between the water balance of the land areas and oceans would be increased in a warming climate.

*Bevezetés.* A víz a földfelszínen a legnagyobb mennyiségben előforduló anyag. A Föld összes vízkészlete kb. 1,4 milliárd köbkilométer. Ennek 97,3%-a az óceánokban található, míg az óceánok és a sarki jégtakarók víztartalma együttvéve a teljes mennyiség 99,3%-át teszi ki. Ennek ellenére a fennmaradó 0,7% víz ugyanolyan fontos, ha nem fontosabb szerepet játszik a földi folya-

matokban, mint az eddig említett rezervoárok víztartalma. Ez a rész az ugyanis, amely állandó mozgásban van, biztosítja a víz földi körforgását és a bioszféra fennmaradásának lehetőségét (1. táblázat).

A továbbiakban a víz földi körforgásának egyetlen, bár egyáltalán nem elhanyagolható aspektusával kívánunk foglalkozni: a vízkörforgalom légköri részének, valamint a légköri mozgások rendszerének, az általános légkörzésnek az egymásrahatásával. Mint minden kapcsolat a természetben, ez a hatás is kétirányú: egyrészt a légköri mozgások, folyamatok összessége hozza létre a vízkörforgalom légköri ágát, másrészt a légköri víztartalom jelentősen visszahat a légköri folyamatok mechanizmusára. Az elmúlt 200 év meteorológiai és

### 1. TÁBLÁZAT

*A víz megoszlása a Föld felszínén (Berner és Berner 1987)*

Tározók	Térfogat ( $\cdot 10^6 \text{ km}^3$ )	Százalék (Összvízkészlet = = 100%)
Óceánok	1370	97,25
Jégtakarók és gleccserek	29	2,05
Mélyégi geológiai vízkészlet (750—4000 m)	5,3	0,38
Középszintű geológiai vízkészlet ( $< 750$ m)	4,2	0,30
Tavak	0,125	0,01
Talajvíz, talajnedvesség	0,065	0,005
Légköri víztartalom	0,013	0,001
Folyókák	0,0017	0,0001
Bioszféra	0,0006	0,00004
Összes	1408,7	100,0

hidrológiai kutatásainak eredményeképpen tűrhető pontossággal ismerjük mind a légköri energiaciklus, mind pedig a vízgőzeiklus mennyiségi jellemzőit. Ugyanakkor meglepően keveset, számszerűsíthető formában pedig alig valamit tudunk a két ciklus egymásrahatásáról. Sejtjük, hogy szinte egyetlen légköri folyamat sem lenne olyan, amilyenek most ismerjük, ha nem lenne víz a légkörben. Ennek ellenére nem tudjuk, hogy milyenek lennének a légköri folyamatok egy vízmentes Földön, sőt még azt sem, hogy a földi légkörzés változásai kormányozzák-e a légköri vízszállítást, vagy esetleg fordított a helyzet. Ezek az ismeretek ugyanakkor létfontosságúak lennének egy olyan világban, amely az emberiség létszámgyarapodása, valamint a robbanásszerűen fokozódó ipari és mezőgazdasági tevékenység következtében egyre biztosabban éghajlatváltozás elé néz. Dolgozatunkban azt kívánjuk felmérni, hogy mit ismerünk jelenleg a légköri víz- és energiaforgalom kölcsönhatásaiból, milyen kutatási módszerekkel lehet ilyen irányú ismereteket szerezni, végül, hol vannak ismereteink azon hézagai, amelyeknek kitöltése a közeljövő sürgős kutatási feladata lesz.

#### *1. A víz szerepe a légköri folyamatok dinamikájában*

A légköri dinamikában szokás aktív és passzív karakterisztikákat megkülönböztetni aszerint, hogy az adott karakterisztika aktívan résztvesz-e a dinamikai folyamatok alakításában, vagy csak a dinamikai folyamatok gyakorolnak egyoldalúan befolyást a karakterisztika eloszlására. (Pl. a hőmérséklet aktív

karakterisztika, míg valamely, a légkörben megtalálható anyag koncentrációja általában passzív karakterisztika.) Szinte közhelyszámba megy az a kijelentés, hogy a vízgőz a legaktívabb „passzív” karakterisztika, amely főleg fázisátalakulásai következtében (a légkörben szinte az egyetlen anyag, amely mind a három fázisban megtalálható) aktívan alakítja is a légköri dinamikai folyamatokat. Végignézve a légköri folyamatok teljes skáláján (2. táblázat) láthatjuk, hogy a víz fokozatosan végigjárja az összes skálát a diffúziótól és a mikro-turbulenciától kezdve (ilyen a párolgás, mint dinamikai folyamat) egészen a globális skálájú áramlásokig. Ennek megfelelően dinamikai szerepét is a méretskálák növekvő sorrendjében tekintjük át.

## 2. TÁBLÁZAT

*A légköri mozgások nagyságrendi osztályai*

Mozgásformák	Horizontális méret (m)
Molekuláris szabad úthossz a légkörben	0,000 0001
Kisméretű turbulenciatestek	0,001— 0,1
Nagyobb turbulenciatestek	0,1— 1
Portólesérek	1—10
Szélrohamok	10— 100
Tornádók	100— 1 000
Cumulusok, cumulonimbusok	1 000— 10 000
Zivatarláncok, frontok	10 000— 100 000
Trópusi és mediterrán ciklonok	100 000—1 000 000
Mérsékeltövi ciklonok	1 000 000
Regionális és planetáris cirkulációk	1 000 000—10 000 000

A földfelszínről elpárolgott víz a légköri határrétegbe kerül be, az itt zajló dinamikai folyamatokat módosítja először. A határrétegben zajló turbulens kicserélődés intenzitása jelentősen függ a stabilitási viszonyoktól. Vízgőz hiányában a stabilitást a potenciális hőmérséklet vertikális profilja határozza meg, míg a nedves levegőben a felhajtóerő meghatározója a virtuális potenciális hőmérséklet

$$\Theta_v = \Theta \left[ 1 + \left( \frac{R_w}{R} - 1 \right) q \right]. \quad (1)$$

Minthogy a nedvesség a magassággal csökken, a virtuális potenciális hőmérséklet profilja erősebben csökkenő, mint a potenciális hőmérsékleti profil, azaz a nedvesség jelenléte még a kondenzáció hiányában is plusz felhajtóerőt jelent. Ha a vízgőz kondenzációja is fellép a határrétegben, ez tovább fokozza a hidrosztatikai instabilitást és a turbulens kicserélődés intenzitását. Jól követhető ez a turbulens vertikális hőáram következő kifejezésén keresztül:

$$\overline{w' \Theta'_v} = \overline{w' \Theta'} \left[ 1 + \left( \frac{R_w}{R} - 1 \right) \frac{c_p T_0}{\beta L} \right] \approx \overline{w' \Theta'} \left[ 1 + \frac{0,074}{\beta} \right], \quad (2)$$

ahol  $\beta$  a Bowen-hányados. Tenger-légkör kölcsönhatás esetén átlagos értéke 0,05 körüli, azaz a tengeri határrétegben a mérések tanúsága szerint a nedvességből származó felhajtóerő-adalék általában meghaladja a hőmérsékletkülönbségből származó részt. A határrétegben tehát a nedvesség jelenléte a dina-

mikai folyamatok pozitív visszacsatolását jelenti: a hidrosztatikai instabilitás növelésével fokozza a kicserélődés intenzitását, ami egyben intenzifikálja a párolgást is. A konvektív határrétegben ily módon fokozatosan felgyorsuló folyamatot megállíthatja egy erős inverzió, a sugárzási viszonyok módosulása (napszak-váltás), ellenkező esetben azonban nagyobb (mezo-) skálájú konvekció kialakulásához vezet.

Sok esetben a konvekcióhoz vezető út első lépése hullámok, ill. rendezett, horizontális tengelyű örvénystruktúra kialakulása a határrétegben. Ez a jelenség csaknem kizárólag a tengeri határréteg jellemzője, ami szintén a nedvesség jelenlétének megkülönböztetett szerepére utal. Ezek a mikro- és mezoskála közötti átmenetet jelentő örvények jelentősen megnövelik a turbulens feláramlás intenzitását olyan magasságokban, ahol a kisléptékű örvények már nem működnek intenzíven.

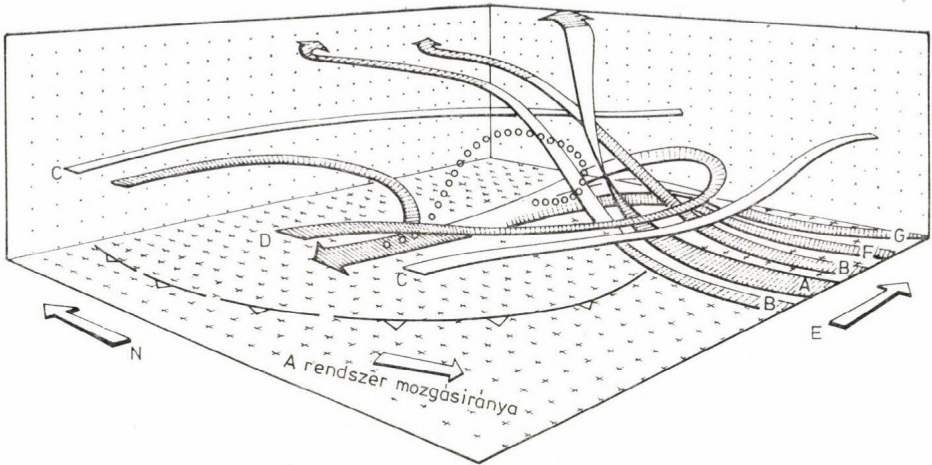
A nedvesség szerepéről a légköri mozgások következő méretskáláján, a konvektív folyamatokban azt mondhatjuk, hogy az hasonló a határrétegben játszott szerephez. Ez a kijelentés azonban igen általános, ugyanis a konvektív folyamatokat nemcsak módosítja a víz jelenléte, hanem e folyamatok kialakulása, fejlődése és jelenségei nagy részben a légköri víz hatásaira vezethetők vissza. Ennek bizonyítására maga a természet mutat be kísérletet. Elég összehasonlítani a száraz konvektív képződmények jellegzetes példáit, a légköri termikeket, vagy a nagyobb skálán rendezett por- és homokviharokat a nedves konvektív képződmények széles skálájával a kisléptékű „jó idő” kumuluszoktól a zivatarcellák különböző típusain keresztül egészen a (vonalasan, vagy körszimmetrikusan) rendezett konvektív komplexumokig, és máris előtűnik áll a vízgőz „drámai” alakító szerepe ezekben a folyamatokban.

Természetesen az alapvető dinamikai-energetikai háttér a konvektív folyamatok esetén is az, hogy a nedves adiabatikusan (kondenzáció jelenlétében) emelkedő légrészre kisebb vertikális hőmérsékleti gradiens esetén is nagyobb felhajtóerő hat, mint a száraz légrészre, azaz a nedves levegőben a termikus-potenciális energia nagyobb határfokkal alakul át mozgási energiává. Ezt az effektust írják le az általánosan használt konvektív stabilitási kategóriák. Egy légoszlop hőmérsékleti rétegződése

$$\begin{aligned} &\text{stabilis, ha } \gamma \leq \Gamma_{\text{ma}}, \\ &\text{feltételesen instabilis, ha } \Gamma_{\text{ma}} < \gamma \leq \Gamma_{\text{da}}, \\ &\text{abszolút instabilis, ha } \Gamma_{\text{da}} < \gamma. \end{aligned}$$

Ez az egyszerű dinamikai kép azonban mérhetetlenül bonyolultabbá válik, ahogy a konvektív cellában megjelennek a víz különböző halmazállapotú és tulajdonságú változatai, kölcsönhatásba lépnek egymással, valamint a konvektív képződmény is kölcsönhatásba lép környezetével. Olyan bonyolult három-dinamizációs áramlási struktúrák alakulnak így ki, mint a szupercellák (1. ábra) a squall-line-ok, vagy a konvektív clusterek.

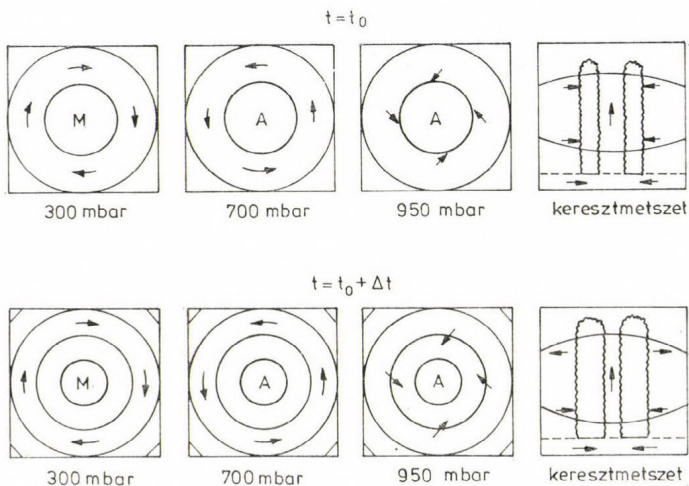
Elsősorban a trópusokon (de a mérsékelt szélességek egyes térségeiben is) a víz szerepe egészen kivételessé válik azon még nagyobb, szubszinoptikus skálájú képződményekben, amelyek a konvektív rendszerekben lezajló latens energiafelszabadulás talaján fejlődnek ki (Elsberry et al., 1987.). Ezek a trópusi viharok (hurrikánok és a tájfunok), amelyek kizárólag a tengerfelszín felett alakulhatnak ki (itt zajlik le fejlődésük, intenzifikálódásuk), kontinentális felszín fölé kerülve rövid idő alatt leépülnek. A trópusi ciklonok energiautánpótlását a tengerfelszínről induló szenzibilis és latens hőáramlás biztosítja. A kétféle hőáram fontossági sorrendje azonban a mérések tanúsága szerint



1. ábra. Egy szupercella háromdimenziós „szállítószalag” struktúrája

fordított: amíg a szenzibilis hőáram karakterisztikus értékei a trópusi ciklon térségében  $60\text{--}120\text{ Wm}^{-2}$  között vannak, addig a ciklon tágabb környezetében  $1\text{--}5\text{ cm/nap}$  párolgás, a ciklon belső zónájában pedig rendkívül intenzív,  $10\text{--}12\text{ cm/nap}$  csapadékképződés megy végbe, a latens hőáram értéke eléri a  $1100\text{--}1200\text{ Wm}^{-2}$ -t, a felszabaduló hőmennyiség pedig a légoszlop  $25\text{ K/nap}$  arányú melegedéséhez lenne elég.

A trópusi ciklonok dinamikájának megértéséhez nagymértékben hozzájárult a *Charney* és *Eliassen*, valamint *Ooyama* által 1964-ben kifejlesztett másodfokú feltételes instabilitás (CISK) elmélet. Az elmélet szerint a trópusi ciklonokat a konvektív és a szubszinoptikus skála közötti pozitív visszacsatolási mechanizmus hozza létre (2. ábra). A ciklonfejlődés kezdetén a felső tro-



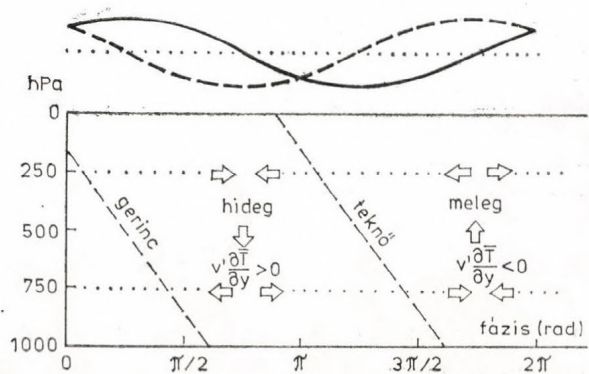
2. ábra. A másodfajú feltételes instabilitás a vízgőz által indukált skálák közti kölcsönhatások fontos esete

poszférában (300 hPa) gyenge anticiklonális, az alsó troposzférában (700 hPa) pedig gyenge ciklonális örvénylés van, ami a határrétegben (950 hPa) konvergenciát hoz létre. Ugyanakkor a térségben egy konvektív felhősoport is elhelyezkedik, amelyben latens hőfelszabadulás játszódik le. A felszabaduló hő a légoszlop tetejét melegíti, intenzívebbé téve az anticiklonális forgást felül, a ciklonális forgást pedig alul. Az erősebb ciklonális forgás erősebb összeáramlást eredményez a határrétegben, koncentrálna ezáltal a tengerfelszínről induló szenzibilis és latens hőáramot. Ez természetesen intenzifikálja a konvektív tevékenységet és ezzel beindul az öngerjesztő folyamat. A CISK elmélet helyességét — jelentéktelen módosításokkal — a későbbi kutatások is igazolták, rámutatva ezáltal a légköri víz kivételes szerepére a mozgáskálák közötti kölcsönhatásokban is.

A szubtrópusok ciklonális képződményei (melyek közül legismertebbek a mediterrán ciklonok) érdekes átmenetet képeznek dinamikájukban a mérsékeltövi és a trópusi ciklonok között. A mediterrán (genovai) ciklonok közmertent orografikus eredetűek: az Alpokon átkelő hideg levegő ciklonális peridiületet kap, és peremciklont hoz létre. A létrejött perturbáció fennmaradását és energiautánpótlását azonban elsősorban a Földközi tengerről érkező szenzibilis és latens hő biztosítja. Itt, a trópusi ciklonoktól eltérően, körülbelül egyenlő szerepet kap a kétféle hő, a ciklon nem oszlik fel a szárazföld fölé kerülve sem, sőt energiautánpótlásában szerepet játszik a fölmelegedett szárazföldről nyert hő is. Ez az egyik oka a ciklonok gyakoribb őszi előfordulásának, amikor a kontinensnek jelentős a hőtöbblete.

A légköri mozgásrendszerek következő, szinoptikus skálájú osztálya dinamikájában látszólag nem függ olyan erősen a légköri víztől, mint az előbb tárgyalt képződmények. A mérsékeltövi ciklonokról van szó, amelyeknek a dinamikáját az 1940-es évek végén és az 1950-es évek elején Charney és Eliassen, majd *Thompson* és *Kuo* részletesen feltárta. Tudjuk, hogy ezeket a képződményeket a baroklin instabilitás hozza létre a következő mechanizmuson keresztül. A ciklonfejlődés kezdeti stádiumában a perturbáció nyomási és hőmérsékleti struktúrája erősen aszimmetrikus: fáziseltérés van a kialakuló nyomási és hőmérsékleti hullám között. A termikus szél örvényességet kelt abban a szektorban, ahol a hőmérsékleti anomália és a ciklonalitás (ill. a feláramlás) pozitív korrelációban vannak, itt a zonális átlagáramlás kinetikus energiája a perturbáció kinetikus energiájává alakul át. Ugyanakkor ez az áramlási kép megvalósítja az Egyenlítő-től a pólus felé irányuló horizontális hőszállítást is, csökkentve ezáltal a meridionális hőmérsékleti kontrasztot (3. ábra). A kifejlett ciklonban

3. ábra. A mérsékeltövi ciklon erősen egyszerűsített sematikus vertikális metszete az 500 hPa-os szint termikus és nyomási perturbáció hullámképével együtt



a hőmérsékleti és nyomási aszimmetria fokozatosan csökken: az elhaló hideg ciklonális légörvény csaknem teljesen szimmetrikus struktúrájú. Láthatjuk, hogy ebben a — tapasztalat által is megerősített — dinamikai leírásban nem kap helyet a vízgőz. Mégis, annak az állításnak, hogy a mérsékeltövi ciklonok fejlődésében a légköri víz csupán passzív szerepet játszik, ellentmond az a tény, hogy a ciklogenezis nagyságrendekkel gyakoribb tengerfelszín fölött, mint szárazföld fölött. Ezt az ellentmondást úgy oldhatjuk fel, ha szemügyre vesszük a baroklin hullámok fejlődését kormányzó stabilitási kritériumot. Eszerint a baroklin hullámok instabilak és növekvők lesznek, ha

$$4U_T^2 > \frac{\beta^2 \lambda^2 \mu^2}{\lambda^2 - \mu^4}. \quad (3)$$

Ez a képlet tartalmazza a fellépő összes fontosabb hatást:  $\mu$  a hullámhossz, a  $\lambda = \bar{f}^2 / (2g\Delta\rho\sigma)$  paraméter az átlagos sztatikai stabilitás és a földrajzi szélesség hatását írja le, míg  $\beta$  a Coriolis-erő meridionális gradiense (a barotróp Rossby-hullámok létrehozója), végül  $U_T$  az átlagos termikus szél. Nyilvánvaló, hogy a vízgőz jelenléte egyrészt megváltoztatja az átlagos sztatikai stabilitást, másrészt a rétegvastagságot és a termikus szelet a hőmérséklet helyett a virtuális hőmérséklettel hozza kapcsolatba. Így — még kondenzáció jelenléte nélkül is — a vízgőz a csökkenő sztatikai stabilitáson keresztül elősegíti a baroklin hullámok fejlődését. A csapadékképződéssel együtt járó latens hőfelszabadulás a meleg szektorban érvényesül, fokozva a termikus szelet, ill. a hőmérséklet és a feláramlás pozitív korrelációját, tehát szintén instabilizáló hatású. A tengerfelszínről induló szenzibilis hőáram a kialakulóban levő meleg perturbáció fejlődését segíti, az elhaló hideg légörvény pörgését fékezi.

Végül áttérve a legnagyobb, globális skálájú légköri mozgásokra, azt mondhatjuk, hogy egyes, elsősorban a trópusi térségben fellépő cirkulációkat (trópusok közötti konvergencia zóna — ITCZ, Walker-cirkuláció, monszun-cirkulációk) elsősorban a nedvesség mozgat, mivel ezek a mozgások konvektív képződmények rendezett összességének tekinthetők, míg más, elsősorban a száraz szubtrópusi övekben és a magasabb szinteken fellépő mozgások (szubtrópusi jet, stb.) gyakorlatilag nem függenek dinamikájukban a légköri víztől.

## 2. A globális légköri cirkuláció szerepe a víz földi ciklusában, a légköri energiacyklus és a vízkörforgalom kölcsönhatásai

Az eddigiekben áttekintettük, hogy milyen szerepet játszik a földi víz a légkör különböző skálájú mozgásainak kialakításában. A légkörben kialakuló mozgások, mint említettük, ugyanakkor létrehozzák a víz földi körforgásának légköri ágát. Most ezzel a szállítási mechanizmussal foglalkozunk röviden. A víz földi ciklusát a 4. ábrán mutatjuk be sematikusán (*Baumgartner és Reichel, 1975*). Az ábráról nyilvánvaló, hogy a földfelszín tetszőleges térségének vízháztartását a következő mérlegegyenlet határozza meg:

$$\frac{dR}{dt} = P - E - D, \quad (4)$$

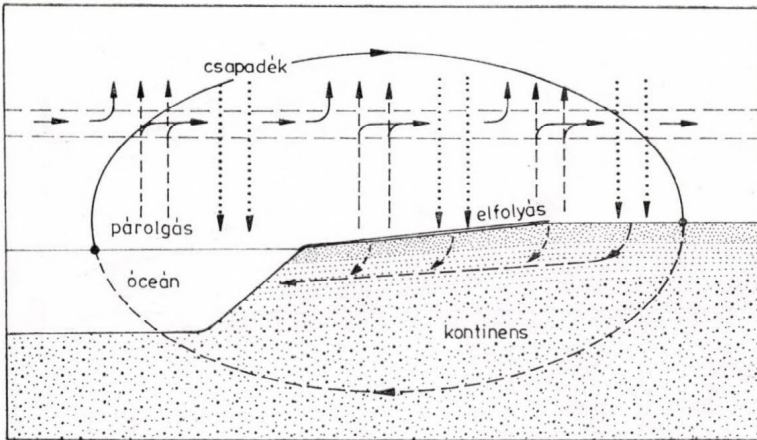
ahol  $R$  a tárolás,  $P$  a csapadék,  $E$  a párolgás és  $D$  az elfolyás. Az elfolyási tag értelme az óceánok (állóvizek) esetén az a vízmennyiség, amelyet az óceán

(állóvíz) adott térsége a belefolyó vízfolyások révén nyer. A globális mérleg alakja a tárolás állandósága esetén nyilvánvalóan  $P = E$ .

Ezt a rövid hidrológiai bevezetőt csak azért bocsátottuk előre, hogy érthetővé tegyük: ezek a vízkörforgalom jellemzésére használt klasszikus fogalmak semmi közvetlen információt nem tartalmaznak a vízciklus légköri ágáról. A légköri ágat jellemző fogalmak a légköri víz kontinuitási egyenletében szerepelnek:

$$\frac{\partial \rho_w}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho_w \vec{V}). \quad (5)$$

A fenti kontinuitási egyenletet a légköri víz három fázisa egyesített kontinuitási egyenleteként foghatjuk fel, amely így nem tartalmaz fázisátalakulási tagokat. A kontinuitási egyenletben szereplő két mennyiség a légköri víz sűrűsége



4. ábra. A földi vízkörforgalom sematikus képe

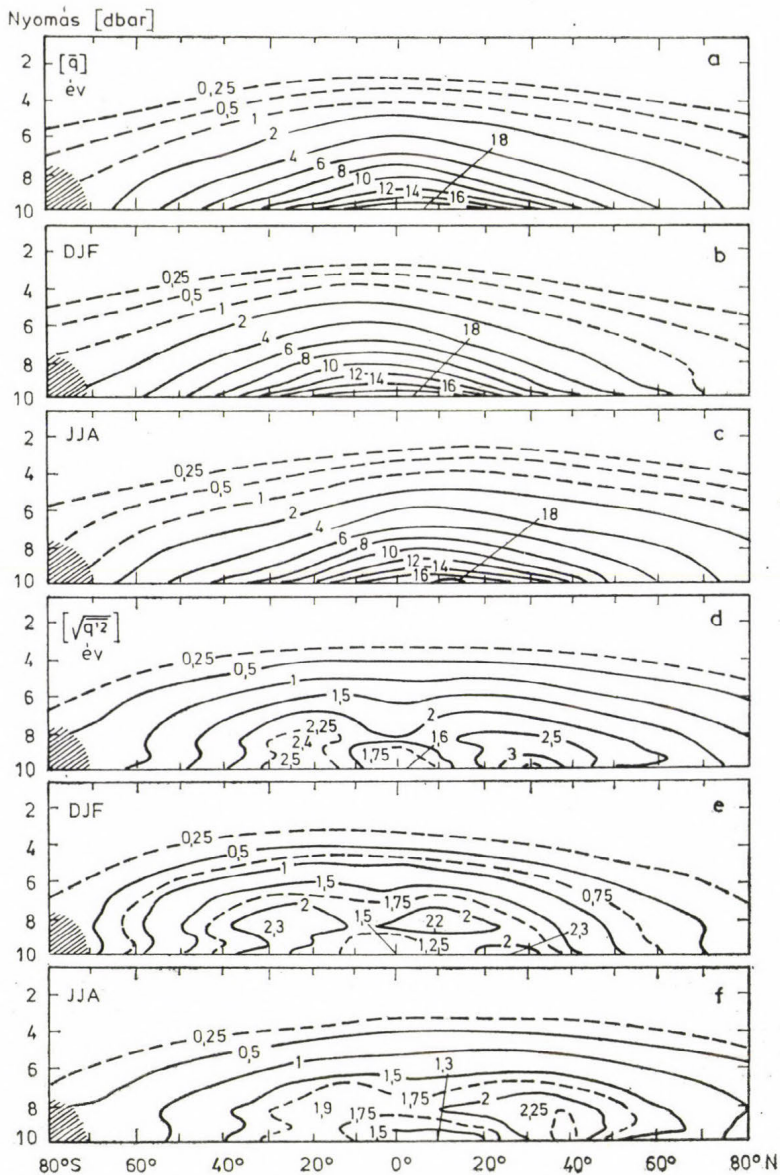
és áramának divergenciája. Ha ezt az egyenletet az előbb említett térség felett a légkör teljes vastagságára nézve integráljuk, akkor a

$$\frac{dM}{dt} = -P + E + AR \quad (6)$$

egyenletet nyerjük. Az egyenletben  $M$  a víz tömege az adott térség feletti levegőben,  $AR$  pedig a térségbe belépő és az onnan távozó légköri vízáram különbsége (az ún. légköri elfolyás). Teljesen nyilvánvaló, hogy a felszín-légkör rendszer vízmérlegét az adott térségben a (4) és a (6) egyenletek összege adja meg. Az (5) ill. a (6) egyenlet tagjainak globális kiértékelése csak az elmúlt két évtized során vált lehetségessé, a feladat elvégzése elsősorban Oort (1970), valamint Peixoto és Kettani (1973) érdeme.

Az általuk előállított vertikálisan átlagolt specifikus nedvesség horizontális eloszlása egy konstans szorzótól eltekintve megegyezik az ún. kihullható vízmennyiség ( $PW$ ) értékével. A  $PW$  értékek konstans csökkenést mutatnak

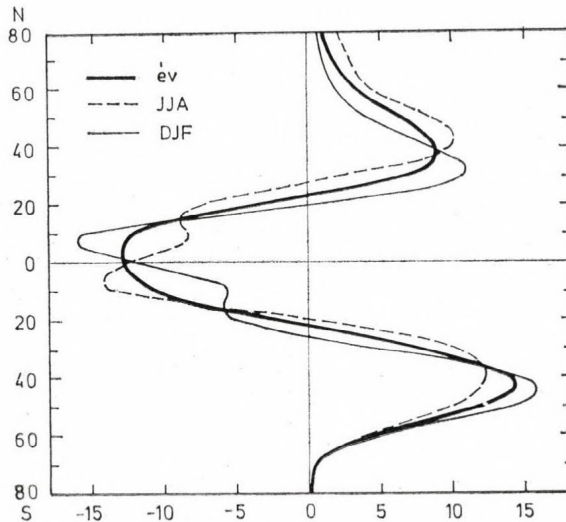
az Egyenlítőtől a pólusok felé haladva, eloszlásuk csaknem zonális a déli félgömbön, míg az északi félgömbön a kontinensek jelentős módosító hatása figyelhető meg. Az évszakos menet legnagyobb amplitudói a mérsékeltövi kontinensek fölött figyelhetők meg. A specifikus nedvesség zonálisan átlagolt meridionális-vertikális eloszlásán jól látható, hogy a vízgőz a felszín közelében kon-



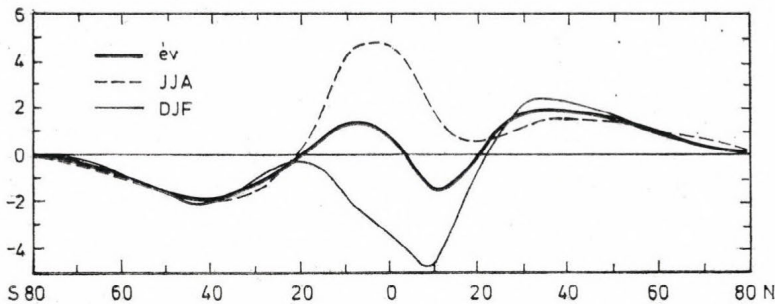
5. ábra. A zonálisan átlagolt specifikus nedvesség átlagos meridionális-vertikális eloszlásai és (időbeli) szórásának eloszlásai: a., d. évi átlagok, b., e. téli (DJF) értékek, c., f. nyári (JJA) értékek

centrálódik. A specifikus nedvesség — szórásának meridionális-vertikális eloszlása alapján — a térítők közelében mutatja a legnagyobb időbeli változékonyságot (5. ábra).

A vízgőzszállítás átlagos zonális komponense (6. ábra) a globális légköri cirkuláció széleloszlásával megegyező képet mutat, az Egyenlítő közelében



6. ábra. Az átlagosan (vertikálisan integrált és zonálisan átlagolt) zonális vízgőz áram meridionális eloszlásai (az értékek  $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  egységekben vannak megadva)



7. ábra. Az átlagos meridionális vízgőz áram meridionális eloszlásai (az értékek  $10 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  egységekben vannak megadva)

a szállítás K-Ny, a mérsékelt szélességeken pedig Ny-K irányban történik. Az átlagos meridionális szállítás (7. ábra), főleg pedig ennek évszakos menete érdekes sajátosságokat mutat. Jelentős aszimmetria van a szállítás téli (DJF) és nyári (JJA) képe között, aminek következtében az északi félgömbre nyáron  $18,8 \cdot 10^8 \text{ kgs}^{-1}$  vízgőz áramlik be, és ezt télen csupán egy  $-13,6 \cdot 10^8 \text{ kgs}^{-1}$  értékű ellenáram kompenzálja. Évi átlagban az északi félgömbre  $3,2 \cdot 10^8 \text{ kgs}^{-1}$  a vízgőzbeáramlása a déli félgömből. Ez a beáramlás évi átlagban 39 mm,

a nyári évszakra vonatkoztatva pedig 58 mm csapadék-többletet (P—E) jelent, míg a déli félgömbön az évszakra vonatkoztatott párolgástöbblet 42 mm.

Fizikai értelemben az egyik legtöbbit mondó, és a legérdekesebb sajátosságokat mutató eloszlása a (vertikálisan átlagolt) vízgőzszállítás horizontális divergenciájának van. Ez az eloszlás mutatja meg, hogy a Föld mely területei veszítenek, és mely területek nyernek vízgőzt a légköri szállítás során. A horizontális divergencia meridionális profilja jól mutatja azt az első pillantásra megdöbbentő ténytet, hogy a térítők környéke a globális légköri vízgőztartalom elsődleges forrása. A vízgőz fő nyelője az ITCZ, de a konvergencia nem szimmetrikus az Egyenlítőre, mivel maximuma az 5° N szélességi körön van. Annak ellenére, hogy az északi félgömb térítői övezetében a divergencia nagyobb, a konvergencia aszimmetriája biztosítja az északi félgömb említett vízgőznyereségét.

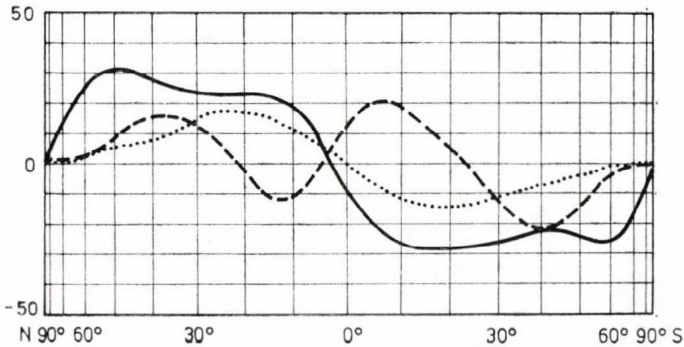
A vízgőz szállítását globális skálán három különböző mechanizmus valósítja meg, ennek megfelelően a globális vízgőzáram három összetevőre bontható fel. Az első a zonálisan szimmetrikus átlagos meridionális cirkuláció (a Hadley-cirkuláció és a Ferrel-cirkuláció) szállítás (MF), a második a zonálisan aszimmetrikus stacionárius örvények által megvalósított szállítás (SEF) végül a harmadik a tranziens örvények szállítás (TEF). A vízkörforgalom külső hatásokra való érzékenysége nagymértékben függ attól, hogy ez a három mechanizmus milyen mértékben vesz részt a teljes szállításban. Azt a megdöbbentő képet nyerjük, hogy a vízgőz meridionális szállításában a magasabb szélességeken a döntő komponens a tranziens örvények szállítás (TEF), az MF komponens csak az egyenlítői övezetben jelentős, míg az alapvetően domborzati hatásokra visszavezethető SEF komponens csak az északi félgömbön, és csak a nyári félévben mérhető össze a TEF értékekkel. Még nyilvánvalóbbá válik a tranziens örvények jelentősége, ha az általuk megvalósított szállítás zonális és meridionális komponensének teljes földrajzi eloszlását vizsgáljuk; ebben az esetben az északi mérsékelt övben mind Eurázsia, mind Amerika keleti részének nedvességellátását döntő részben a tranziens örvények valósítják meg. Valamivel kisebb, de ugyancsak jelentős a hozzájárulásuk Európára (az eurázsiai nyugati része) nedvességellátásában is. Ez a tény, mint majd látni fogjuk, jelentősen megnöveli a kontinensek nedvesség-ellátásának sebezhetőségét.

A vízkörforgalom légköri ágának jelentőségét a légkör energiaforgalmában azonnal megérthetjük, ha áttekintjük a Föld-légkör rendszer energiamegértékét. A rendszer teljes (szoláris) energiabevételének százalékaiiban mérve a földfelszín és a légkör közötti latens hőforgalom 23 egység (a legnagyobb értékű az összes felszín-légkör kölcsönhatás között), a (vízforgalom következtében kialakuló) felhőzet pedig 26 egység értékű termikus kisugárzásával a légkör teljes hosszúhullámú kisugárzásának több mint 40%-át képviseli.

Az energiamegérték övezetes eloszlása következtében kialakuló általános légköri cirkuláció mechanizmusában sem kisebb a vízgőz jelentősége. Az általános cirkuláció által az Egyenlítőtől a sarkok felé szállított energiafajták között jelentős helyet foglal el a latens hő (áramának értékei még az óceáni áramlások útján szállított hőmennységnél is nagyobbak!), a latens hőáram meridionális eloszlása pedig eltérő a többi energiaáramétól (8. ábra). Amíg a szenzibilis hő, a potenciális energia és a mozgási energia árama mindkét félgömbön állandó irányú (a sarkok felé mutat), addig a latens hőáram mindkét félgömbön az Egyenlítő és a térítők közötti övezetben az Egyenlítő felé irányul. (Ez összhangban van a nedvességáram divergenciájának eloszlásával.) Ennek következtében mintegy kompenzálja az egyenlítői övezet igen jelentős energiavesztését és mérsékli az ITCZ és a térítők éghajlata között egyébként fennálló éles

különbséget. (A latens hőáram hiánya okozza azt, hogy a térítőközeli sivatagok évi középhőmérséklete jelentősen melegebb az azonos szélességen fekvő óceánokénál.)

A fenti rövid eszmefuttatás csak a vízgőz összhatását világítja meg az általános cirkuláció energetikájában. A tanulmányunk elején közölt dinamikai analízis alapján, és azt figyelembevéve, hogy az általános cirkuláció kisebb skálájú mozgásrendszerek működésének összeredményeként valósul meg, nyilvánvalóvá válik, hogy a vízgőz légköri forgalma az általános cirkuláció egyik fő mozgatója. Ennek megértéséhez kissé jobban bele kell mélyednünk az általános cirkuláció energetikájába.



8. ábra. Különböző energiatípusok átlagos meridionális transzportja  $10^{14}$  watt egységekben a Föld légkörében és az óceánokban: a. teljes potenciális (belső + potenciális) + mozgási energia + szenzibilis hő, b. latens hő a légkörben, c. szenzibilis hő az óceánokban (Lorenz, 1967 nyomán)

Döntő részben Lorenznek az 1950—1960-as években elvégzett vizsgálatai (pl. Lorenz, 1967) által vált nyilvánvalóvá, hogy az általános cirkuláció energetikájáról korábban alkotott elképzelés (miszerint az egyenlőtlen fölmelegedés termikus és potenciális energiakülönbséget hoz létre az Egyenlítő és a sarkok között, amely azután az általános cirkuláció mozgási energiájává alakul, majd feladatát, a légköri állapotváltozók újraelosztását teljesítve, hővé disszipálódik) erősen egyszerűsített. Lorenz akkor újszerűnek számító, azóta sokszorosan bizonyított állítása az volt, hogy az energiaátalakulások és az energiaszállítás döntő része nem a zonáisan szimmetrikus stacionárius folyamatokban, hanem a tranzienstörvényekben megy végbe. Ebben a gondolatban az volt az igazán új, hogy az elmélet bebizonyította: az általános cirkuláció energiaciklusa tranzienstörvények nélkül nem is záródhatna be, azaz a cirkuláció nem működhetne. Meggyőzően mutatja ezt a cirkuláció általános energetikai sémája, amely az energiaátalakulás fő irányát az átlagos hasznosítható potenciális energia (MAPE) > örvényes hasznosítható potenciális energia (EAPE) > örvényes kinetikus energia (EKE) folyamatban jelöli meg, sőt rámutat arra, hogy az átlagos kinetikus energia (MKE) szintjének fenntartásához is nagyobb mértékben járul hozzá az örvényes kinetikus energia „negatív disszipációja”, mint a MAPE > MKE energiaátalakulás.

Ez az energetikai folyamat van a háttérben annak, hogy a vízgőz örvényes szállítása a domináns tényező globális skálán, de ebben a folyamatban rejlik a vízgőzciklus és a légköri energiaciklus kölcsönhatásának lényege is. A légkör tranzienstörvényei valósítják meg a nedvesség globális légköri szállításának

döntő részét, de létrejöttük és az általános cirkuláció energiacyklusa megnehezülne, vagy nem valósulhatna meg a légköri víz jelenléte nélkül.

Lorenz (1978) mennyiségi vizsgálatokat is végzett annak megállapítására, hogy mennyivel növeli meg a légkör hasznosítható potenciális energiáját (és ezzel együtt a légkör elméleti termodinamikai határfokát) a vízgőz jelenléte. Ugyanakkor, a szerző tudomása szerint, olyan vizsgálatokat, amelyek az energetikai sémát száraz és nedvességet tartalmazó légkör esetén hasonlítanák össze, eddig még nem végeztek. Nyilvánvaló, hogy az energiacyklus összehasonlító elemzése száraz és nedves légkör esetén alapvető fontosságú ismereteket adna a víz- és energiacyklus összefüggéseiről. Ez az elemzés vagy általános cirkulációs modellkísérletekkel lenne elvégezhető, vagy esetleg két, a nedvességi viszonyok kivételével minden klimatikus jellemzőjében azonos földi térség energiaviszonyainak összehasonlításával. Mindkét feladat nehéz, de a meteorológiai tudomány fejlettségének jelenlegi szintjén megvalósítható.

### *3. Antropogén klímaváltozás, az energiacyklus és a hidrológiai ciklus lehetséges változásai*

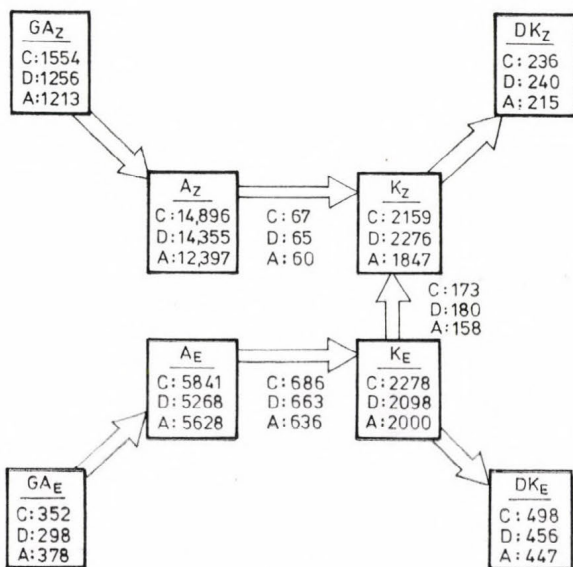
A légköri energiacyklusról és a hidrológiai ciklusról alkotott ismereteink teljes szintézisét igényli az, ha válaszolni akarunk arra a kérdésre, hogyan változik majd a földi hidrológiai ciklus és milyen eloszlásúak lesznek a vele kapcsolatos éghajlati karakterisztikák egy melegebb éghajlatban, amelyet a széndioxid és más üvegházhatást mutató gázok növekvő kibocsátása, ill. magasabb légköri koncentrációja indukál. Nyilvánvaló, hogy a kérdésre közelítő választ is csak a teljes hidrológiai ciklus (a légköri és az óceáni ág együttese), valamint a teljes éghajlati rendszer (légkör + óceán + szárazföldi felszín + krioszféra) energiacyklusa kölcsönhatásainak és visszacsatolásainak ismeretében lehet adni. Ezen kölcsönhatásoknak az eddigiekben ismertetettek csak egy részét képezik. A víz energetikai szerepének további fontos aspektusai, amelyeket feltétlenül figyelembe kell venni ezekben a vizsgálatokban, a következők:

1. A víz szerepe a föld-légkör rendszer sugárzásháztartásában:
  - a) a vízgőz hosszúhullámú elnyelő (üvegház-) hatása és a párolgás-hőmérséklet visszacsatolás,
  - b) a felhőzet rövidhullámú visszaverése (albedója) és a felhőzet-hőmérséklet visszacsatolás,
  - c) a tengerfelszín, valamint a hó- és jégfelszín albedója és a jégalbedó-hőmérséklet visszacsatolás.
2. Az óceán szerepe az éghajlati rendszer energiátárolásában és az általános cirkuláció energiaszállítási mechanizmusában.
3. A talaj és a bioszféra hidrológiai folyamatai, szerepük a szárazföldi felszín albedójának és párolgotatóképességének kialakításában.

Az éghajlatváltozás kérdésének nagy fontossága miatt az egyes mechanizmusokról alkotott ismereteink hiányosságai ellenére az 1980-as években több kísérlet született egy szintetikus válasz kidolgozására. A kísérletek fő eszközei az általános cirkulációs modellek (GCM) voltak. Az elvégzett szimulációs kísérletek (Rind, 1987; Washington és Mechl, 1984, 1989) több érdekes következtetéssel szolgáltak, annak ellenére, hogy az óceán és az artikus jég dinamikáját a modellek egyáltalán nem, vagy csak részlegesen tartalmazták.

A GISS (Goddard Institute of Space Sciences) GCM-mel elvégzett kísérlet tanúsága szerint a CO<sub>2</sub> koncentráció megduplázódását követően kialakuló

melegebb éghajlatban a meridionális hőmérsékleti kontraszt csökkenése miatt a légköri energiaciklus intenzitása, főleg a hasznosítható potenciális energia termelődése és annak örvényes kinetikus energiává való átalakulása mintegy 10%-kal csökkenne (9. ábra). Ennek ellenére a csökkenő energiátanszport nem vezetne föltétlenül a vízgőzciklus intenzitásának csökkenéséhez, mivel a párolgás megnövekedésével (10. ábra) nagyobb lenne a légkör átlagos vízgőztartalma. A szenzibilis hő meridionális szállítása csökkenne, de növekedne a latens hő meridionális árama. Valószínűleg nagyobb szerepre tenne szert az óceáni meridionális hőszállítás. Ezeket az eredményeket a többi modellkísérlet is igazolni látszik.

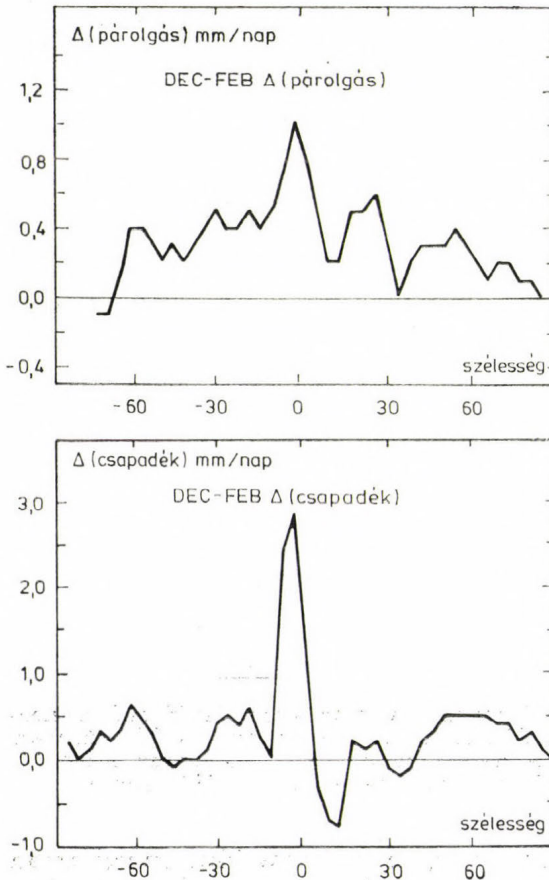


9. ábra. Az északi félgömb téli (DJF) általános cirkulációjának energiacyklusa C: a jelenlegi klímában, D: egy erős meridionális SST gradiennsel jellemzett  $2 \times \text{CO}_2$  klímában, A: egy gyengébb meridionális SST gradiennsel jellemzett  $2 \times \text{CO}_2$  klímában. A mértékegységek:  $10^{17}$  J az energiáknál,  $10^{12}$  W az áramoknál. (Rind, 1987 nyomán)

A vízgőzciklusban bekövetkező regionális változásokkal kapcsolatban az eredmények jóval nagyobb szórást mutatnak. A regionális hidrológiai folyamatokra a melegedés következtében fellépő nagyobb párolgás és a korábbi hóolvadás gyakorol lényeges hatást, de valószínűleg épp ilyen fontos a tengerfelszín hőmérséklet (SST) eloszlásának megváltozása is. Az SST eloszlása határozza meg ugyanis, hogy egy adott helyen a tengerfelszín hidegebb vagy melegebb-e a mellette fekvő szárazföldi felszínnél, ami a csapadékot a szárazföld fölé szállító regionális cirkulációs rendszerek kialakulásának fő feltétele. Ugyanakkor az SST az a tényező, amelynek egy melegebb klímában fellépő eloszlásáról szinte egyáltalán nincs becslésünk sem. Mindenesetre, a jelenleg leginkább elfogadott álláspont szerint a tértírók körüli leszálló légmozgású száraz öv kiterjeszkedne a melegebb éghajlatban, nagyobb kontrasztot képezvén az ITCZ-vel (ahol a csapadékinzertítés még nőhet is), a tértíróktól a sarkok felé pedig az éghajlati zónák poláris irányú eltolódása lenne megfigyelhető. Nőne a kontinensek és az óceánok vízháztartása közötti kontraszt a légköri energiaciklus,

és benne főleg a stacionárius és tranziens örvények osztályába tartozó regionális óceán-szárazföld cirkulációk intenzitásának csökkenése miatt.

Befejezésül azt szeretnénk hangsúlyozni, hogy a vízgőzciklus légköri ága, és ezen belül a szárazföldek csapadékkeltése (az a folyamat, amely a bioszféra és az emberiség jövőjét nagymértékben meghatározza) egy nagyobb mechanizmus (a globális energetikai és kémiai körfolyamat) igen érzékeny része. Ezt bo-



10. ábra. A zónáisan átlagolt párolgás és csapadékeloszlásban bekövetkező változások a 9. ábra  $2 \times \text{CO}_2$  klímájában a jelenlegi éghajlathoz képest (téli évszak, DJF) (Künd, 1987 nyomán)

nyolc vizsgálatok nélkül is láthatjuk. Tény az, hogy a teljes légköri vízgőztartalom kb. 9–12 nap alatt kicserélődik, tehát a légkör teljes vízgőzkészlete legfeljebb ennyi időre tudná biztosítani a csapadék utánpótlását. Az is tény, hogy a szárazföldek fölött lehulló csapadék több mint 90%-a az óceánokból elpárolgó vízből származik. Végül az is jól ismert, hogy csapadék nem, vagy csak sokkal kisebb mértékben képződne (a kondenzációs folyamat intenzitása nagyságrendekkel kisebb lenne), ha az ugyancsak óceáni eredetű sómagvak nem lennének jelen a légkörben. Ezek az érzékeny mechanizmusok arra utalnak, hogy a vízkörforgalom légköri ágára ható kis módosító hatások ugrásszerű következményekhez vezethetnek a szárazföldek vízháztartásában. Ezért ezt a folyamatot kitüntetett figyelemmel kell kezelni a globális környezet jövőbeli kutatásában, nemkülönben környezetmódosító tevékenységünk tervezésében.

## IRODALOM

- Baumgartner, A. and Reichel, E.*, 1975: *The world water balance*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam—Oxford—New York.
- Berner, E. K. and Berner, R. A.*, 1987: *The global water cycle*. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Elsberry, R. L., Frank, W. M., Holland, G. J., Jarell, J. D. and Southern, R. L.*, 1987: *A global view of tropical cyclones*. University of Chicago Press.
- Lorenz, E. N.*, 1967: *The nature and theory of the general circulation of the atmosphere*. WMO No. 218. TP. 115. World Meteorological Organization.
- Lorenz, E. N.*, 1978: Available energy and the maintenance of a moist circulation. *Tellus* 30, 15—31.
- Oort, A. H.*, 1970: The energy cycle of the Earth. *Sci. Amer.* 223, No. 3, 54—63.
- Peixoto, J. P. and Kettani, M.*, 1973: The control of the water cycle. *Sci. Amer.* 228, No. 4, 46—61.
- Rind, D.*, 1987: The doubled CO<sub>2</sub> climate: impact of the sea surface temperature. *J. Atmos. Sci.* 44, 3235—3268.
- Washington, W. M. and Meehl, G. A.*, 1984: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. Geophys. Res.* 89, 9475—9503.
- Washington, W. M. and Meehl, G. A.*, 1989: Climate sensitivity due to increased CO<sub>2</sub>: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. *Clim. Dyn.* 4, 1—38.
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A felhők és csapadékok keletkezésének mikrofizikai alapjai

WIRTH ENDRE

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

A dolgozat a címben foglalt témakör kritikai áttekintése. Ennek megfelelően — az egyszerűbbtől a bonyolultabb jelenségek felé haladva — az alábbi folyamatokat vizsgálja fel: a felhősepppek, jégkristályok és jég szemek képződése, illetve e részecskék növekedési módjai (a páralecsapódás és az egymással történő ütközések). Az alapvető fizikai egyenletek alkalmazásával lehetőség nyílik e folyamatok időigényének becslésére. Mindez lehetővé teszi az ütközéses-összeolvadási növekedés és a Bergeron-féle (1935) jégkristály-mechanizmus relatív értékelését a csapadékképződés hatékonysága szempontjából. Fontossága és bonyolultsága miatt részletesebben tárgyalja a jégeső-képződés mikrofizikai és dinamikai feltételeit és okait. Végül foglalkozik a zivatarfelhők csapadékhatékonyságával, ami szorosan összefügg a folyékony víztartalom csökkenését előidéző tényezőkkel, elsősorban az ún. „depláció”-val. Ez viszont döntő a beavatkozási koncepció kialakításában, ui. hatékonysága a mesterségesen létrehozott kristálykoncentráció függvénye.

\*

*Microphysical principles of the formation of clouds and precipitation.* A short critical examination of the topics is given in this study. The following processes will be outlined, in order of complexity: — the formation of cloud droplets, ice crystals and hailstones; — and the ways they grow (that is the condensation, deposition and collisions with each other). In applying the basic equations, the estimation of time of these processes was possible. The relative evaluation of the collision-coalescence and ice crystal mechanisms can accordingly be made from the point of view of effectiveness of precipitation formation. The microphysical and dynamical conditions of hail formation and growth are discussed in a little more detail for its importance and complexity. Finally, the precipitation efficiency of hailstorms is dealt with, which is closely connected with those factors causing the decrease of liquid water content. Depletion is the most important one of them; its consideration is decisive in hail suppression concepts, for its effectiveness depends on the artificial concentration of ice crystals.

*Bevezetés.* A címben említett fogalmak mind lényegi, mind logikai szempontból szorosan összetartoznak; egyidejű említésük mégis azt a téves képzetet sugallja, mintha e jelenségek bonyolultságának mértéke hasonló lenne. Erről azonban szó sincs. A csapadékképződés ui. — talán a legegyszerűbb eseteket kivéve — korántsem követhető olyan pontosan, mint a felhőkeletkezés menete. Ez azonnal érzékelhető, ha felírjuk az említett folyamatok független változóival jellemzett implicit egyenleteket;

$$\begin{aligned}
 \text{Felhőcseppek képződése: } & f_1 (SS, CCN) \\
 \text{Szítálás:} & f_2 (f_1, w, q, Z) \\
 \text{Esők:} & f_3 (f_2, K_1, E (R, r)) \\
 \text{Esők}_B: & f_4 (f_3, K_2, E' (\alpha), T, IN, R_m) \\
 \text{Jégeső:} & f_5 (f_4, f_o)
 \end{aligned}$$

ahol a  $k$  ill.  $B$ -indexek a részecske-növekedés különböző mechanizmusaira utalnak,  $SS$ : a túltelítettség,  $CCN$ : a kondenzációs (vagy felhő-)magvak,  $IN$ : pedig a természetes jégképző magvak koncentrációja,  $w$ : a feláramlási sebesség,  $q$ : a folyékony víztartalom,  $Z$ : a felhőalap magassága,  $K_1$ : a cseppekre vonatkozó koagulációs együttható (az ún. „collection kernel”),  $E$ : a nagyobb (kollektor) cseppnek a kisebb cseppre vonatkoztatott felfogási hatékonysága a sugarak ( $R$  és  $r$ ) függvényében,  $K_2$ : a szilárd részecskék (kristályok, graupelek) koagulációs koefficiense, ahol  $E'$  az  $\alpha$  formafaktor miatt  $E$ -től különböző;  $T$ : a hőmérséklet,  $R_m$ : a természetes kristályok felhőn belüli sokszorozódására jellemző „multiplikációs tényező” és  $f_o$ : egyes, kiválasztott kinematikai és dinamikai felhőkarakterisztikák.

A probléma kettős. Magyarázatot kell találni a folyékony és szilárd felhőelemek keletkezésére; továbbá arra a még nehezebb kérdésre, hogyan képesek a felhőn belüli folyamatok — korlátozott időtartamon belül (!) — ezek tömegét akár  $10^{12}$ -szeresükre megnövelni (1. táblázat).

### 1. TÁBLÁZAT

A felhőt alkotó részecskék méret-, koncentráció- és térfogatarányai és az esési határsebességek

	Sugár ( $\mu\text{m}$ )	Koncentráció ( $\text{cm}^{-3}$ )	Határsebesség ( $\text{cm s}^{-1}$ )	Felhőcsepphez viszonyított térfogat
Felhőmagvak	0,1	50—500	$10^{-4}$	$1:10^6$
Felhőcseppek	10	50—500	1,2	1:1
Nagy felhőcsepp	50	1	26	125:1
Szítálás cseppjei	500—1000	$10^{-3}$	71—115	1000:1, 3375:1
Esőcseppek	1500	$10^{-3}$ — $10^{-6}$	403—649	$1,25 \cdot 10^5:1$ , $10^6:1$
„Legnagyobb” esőcseppek	1500	$3 \cdot 10^{-5}$	806	$3,4 \cdot 10^6:1$
„Leggyakoribb” méretű jégeső	4000	—	600	$3,8 \cdot 10^8:1$
„Legnagyobb” jégszem	$5 \cdot 10^5$ (5 cm)	—	4000	$10^{12}:1$

A képződési folyamatok bonyolultsága a felhőt létrehozó sokféle okka van kapcsolatban. Nyilvánvalónak látszik, hogy e bonyolultság a réteges felhőktől a Cb-ig *nem lineárisan* növekszik. Ez az oka annak, hogy amíg ma már igen jó modellek vannak a csepp-, ill. esőképződés egyszerű eseteire (a fenti felsorolás első három tagjára), addig csak közelítik a mérsékelt égöv téli csapadékának zömét kitevő Ns-típusú felhőkből származó eső és havazás és főképp a Cb-eredetű jégeső kialakulását. A további fejlődés kizárólag a költséges és technikailag rendkívül nehéz mikrofizikai mérések lassú felhalmozódása alapján várható.

Az alábbiakban megkíséreljük összefoglalni az egyes csapadékfajták keletkezésének legfontosabb minőségi és mennyiségi sajátosságait.

## 1. A felhőcseppek képződése és diffúziós növekedése

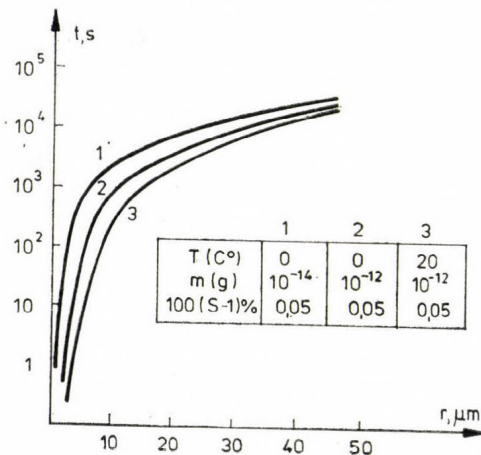
Közismert, hogy a légkörben a felhőket, ködöket alkotó vízcseppek a pára lecsapódását „megkönnyítő” szilárd, vagy cseppfolyós aeroszol-részecskék segítségével képződnek. Ezek a felhőmagvak (CCN: „cloud condensation nuclei”), mint pl. *Mészáros* (1977) kimutatta, a kontinentális troposzférában főleg a 0,1  $\mu\text{m}$ -nél kisebb sugarú higroszkópos szulfát-részecskék. A fázisváltozás a CCN-eken az anyagi minőségtől függő kritikus relatív nedvességen következik be (ez pl. NaCl-magnál 76 %,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ -nél 80 %); ezután az oldatcsepp a relatív nedvesség ( $RN$ ), 100 % felett pedig a túltelítettség ( $SS$ ) függvényében növekszik. E folyamat egzaktul leírható a *Köhler-egyenlet* (*Köhler*, 1950) segítségével, ami a kis cseppek egyensúlyi párányomását megadó

$$\ln \left( \frac{e}{e_s} \right) = \frac{2\sigma_{v1} \cdot M}{\rho_v \cdot R \cdot T \cdot r}$$

*Kelvin-formula* módosítása egy negatív előjelű taggal. (Az egyenletben  $\frac{e}{e_s}$ : a tényleges és telítési nyomások hányadosa,  $\sigma_{v1}$ : a víz-levegő határfelületi energia,  $M$ , ill.  $\rho_v$  a víz molekulaszúlya, ill. sűrűsége,  $R$ : az univerzális gázállandó,  $T$ : a hőmérséklet és  $r$ : a csepp sugara.) Oldatcseppek esetén a telítési párányomás a koncentrációval arányosan *csökken*. Ha a nem túl kicsi (tehát eléggé híg)  $r$  sugarú oldatcsepp a környezetével egyensúlyban van:  $e_r/e_s = RN/100$ , a Köhler-egyenlet igen jó közelítéssel az

$$RN/100 = 1 + a/r - b/r^3$$

formulára egyszerűsíthető, ahol  $a = 3,3 \cdot 10^{-5}/T$  és  $b = 8,6 \cdot m_s/M_s$ ; és  $m_s$  ill.  $M_s$  az oldott anyag tömege és molekulaszúlya. Látható, hogy a tiszta vízcsepp egyensúlyi párányomása mindig nagyobb 1-nél (100 %-nál); viszont oldatcsepp felett a párányomás nagyobb, egyenlő, vagy kisebb lehet a sík vízfelszínre vonatkoztatott telítési nyomásnál a görbületi, ill. oldathatás arányától függően. A felhőkben előforduló maximális párányomás jól becsülhető a legkisebb felhőcseppek méretéből. Mivel a legkorszerűbb műszerekkel sem találtak 1  $\mu\text{m}$ -nél kisebb felhőcseppeket (pl. *Baumgartner*, 1988), megállapítható, hogy a túlte-



1. ábra. Oldatcseppek parabolikus növekedése *Best* (1951) számításai alapján. (Magyarázat a szövegben.)

lítetttség csak ritkán haladja meg a 0,05%-ot. Ezzel az értékkel számolva — a diffúzióra és hővezetésre vonatkozó egyenletekből — meghatározható (pl. Best, 1951) az  $r_1$  kezdősugarú csepp növekedéséhez szükséges időtartam:

$$t_2 - t_1 = \int_{r_1}^{r_2} \frac{R \cdot T}{M \cdot D} \cdot \frac{r \cdot dr}{RN/100 \cdot (e_s - e'_r)}$$

ahol az újabb jelölések:  $R$ : a gázállandó/gramm-molekula,  $D$ : a vízpára diffúziós koefficiense levegőben ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ) és  $e'_r$ : az  $r$  sugarú oldatcsepp telítési párányomása. Ilyen körülmények között pl. az  $r = 0,1 \mu\text{m}$ -es száraz sugarú NaCl-részecske ( $m_s \approx 10^{-14}$  g), amely 76%-os RN-nél mintegy  $0,75 \mu\text{m}$  sugarú oldatcseppbe megy át, az 1, 2 és  $5 \mu\text{m}$ -es sugarakat rendre 3,3; 130 és 1000 sec alatt éri el folytonos kondenzációval (1. ábra).

A kezdeti, gyors méretnövekedés tehát idővel lelassul. A tömeges cseppképződés a túltelítettséget is csökkenti, ami a feláramlás sebességétől függően hamarosan kvázi egyensúlyba jut. A növekedési idő ettől kezdve nagyjából fordítva arányos a túltelítettséggel. E parabolikus növekedés az induló magméretek miatti cseppnagyságkülönbségek kiegyenlítésére, azaz a cseppspektrum szűkülésére vezet. (A „ventillációs faktor” a cseppek mozgása miatt tovább gyorsítja a diffúziót). Ez a körülmény sokáig nehezítette a csapadékelemek képződésének magyarázatát. Egyrészt ui. a felhők átlagos élettartama sokkal rövidebb, mint egy  $100 \mu\text{m}$  sugarú csepp kondenzációs növekedéséhez szükséges idő; másrészt a szemlélet (de a számítás is) azt sugallja, hogy a hasonló méretű kis cseppek ütközéses növekedésének esélye csekély. A „meleg” (azaz teljes egészükben a  $0^\circ\text{C}$ -os izoterma szint alatt elhelyezkedő) felhőkből hulló csapadékok léte azonban mégis ez utóbbi mechanizmus működésére utalt és indokolta annak részletes vizsgálatát.

## 2. A felhőcseppek ütközéses-összeolvadásos növekedése

A cseppek mozgása a felhőben részint „rendezett”, részint „rendezetlen”. Előbbi a tömegüktől függő esési sebességekkel, ill. a feláramlással, utóbbi pedig a felhőn belüli turbulenciával kapcsolatos. A gravitációs és turbulens erők nemcsak a különböző, de a hasonló méretű cseppek ütközésére is vezethetnek. (Jó közelítéssel feltételezhető, hogy az ütközések permanens összeolvadással járnak.) Az ún. „kollektor”-cseppekre vonatkozó tényleges és a lehetséges ütközések arányát *felfogási hatékonyságnak* nevezzük és általában  $E$ -vel jelöljük (Langmuir, 1948). Az  $E$ -mező kiszámításához a cseppek határsebességének ismerete szükséges (ami csak bizonyos Reynolds-szám tartományokban írható le közelítő egyenletekkel). A régebbi eredményekhez képest (Hocking és Jonas, 1970) új fejlemény, hogy a cseppek méretarányának változásával az  $E$  nem csökken nullára; továbbá, hogy még a  $10 \mu\text{m}$ -es kollektor-részecskék is képesek a kisebb cseppekkel ütközve növekedni (2. ábra).

A kezdeti cseppeloszlás ismeretében a kollektor-csepp sugárnövekedése az alábbi közismert egyenlettel adható meg:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\pi}{3} \cdot \int_0^R \left( \frac{R+r}{R} \right)^2 \cdot (V-v) \cdot N(r) \cdot r^3 \cdot E(R, r) \cdot dr$$

ahol  $V$ , ill.  $v$ : az  $R$ , ill.  $r$  sugarú cseppek esési határsebessége,  $n(r)$  pedig az

$r + dr$  intervallumban levő cseppek koncentrációja. A  $v \approx 0$  és  $R + r \approx R$  egyszerűsítésekkel ez az egyenlet

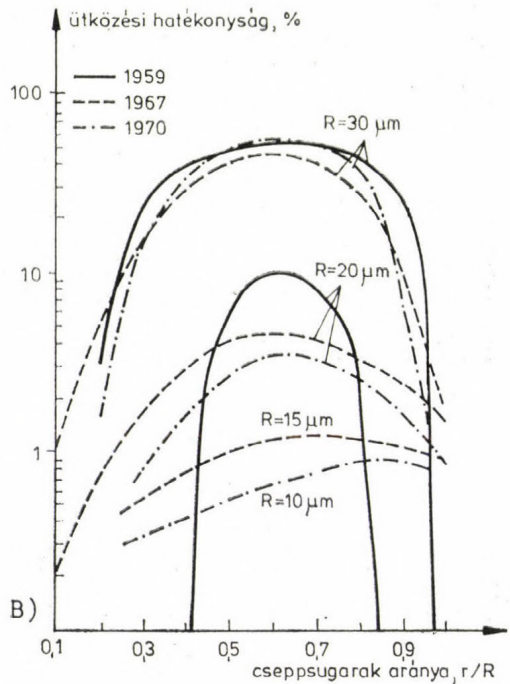
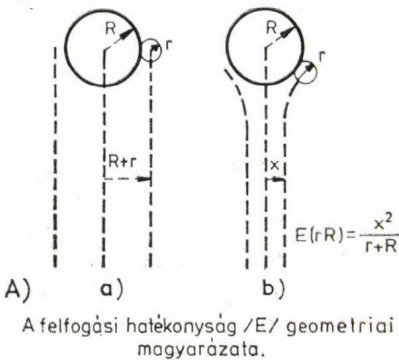
$$\frac{dR}{dt} = \frac{\bar{E} \cdot q}{4\rho} \cdot V$$

alakra hozható, hol  $\bar{E}$ : az átlagos effektív gyűjtési hatékonyság,  $q$ : a felhő folyékony víztartalma ( $g \cdot m^3$ ) és  $\rho$ : a víz sűrűsége. Némi átalakítással megkaphatjuk a kollektorcsepp sugarának magasság szerinti változását:

$$\frac{dR}{dh} = \frac{\bar{E} q}{4} \cdot \frac{V}{U - V}$$

(Az egyszerűsítésekre szükség van, mert az eredeti koagulációs egyenlet analitikus megoldása az  $E(R,r)$  bonyolult változásai miatt nem lehetséges.)

2. ábra. A: a felfogási hatékonyság geometriai magyarázata és B: az ütközési hatékonyság különböző szerzők által számított értékei a cseppsugarak arányában (Mason, 1971) —: Hocking, —: Davis és Sartor, —: Hocking és Jonas



E „folytonos növekedési modell” szerint a csapadékelemek kialakulása a valóságosnál jóval hosszabb időt igényel. Ezért egyesek feltételezték, hogy az összeolvadási folyamatot néhány, az átlagosnál jóval (20–30%-kal) nagyobb cseppek indítják meg (pl.: Telford, 1955), amelyek az ún. „óriás” higroszkópos magvakon, ill. véletlenszerű ütközések révén keletkeztek. E nézet sokáig a modellek kiindulópontja maradt; az eredmények csak akkor javultak lényegesen, amikor a sztochasztikus összeolvadási modellekbe beépítették a kondenzációs cseppnövekedést is (pl. East, 1957; Leighton és Rogers, 1974). Így 10–15 percen belül már 300  $\mu m$  sugarú cseppek is „létrejöttek”. Hiába okozza ui. a páradiffúzió a spektrum szűkülését, ezt a hatást túlkompenzálja az ütközési hatékonyságnak a cseppmérettel való rohamos növekedése. Az ütközéseket megindító méretkülönbségek oka tehát a kondenzációs cseppnövekedés.

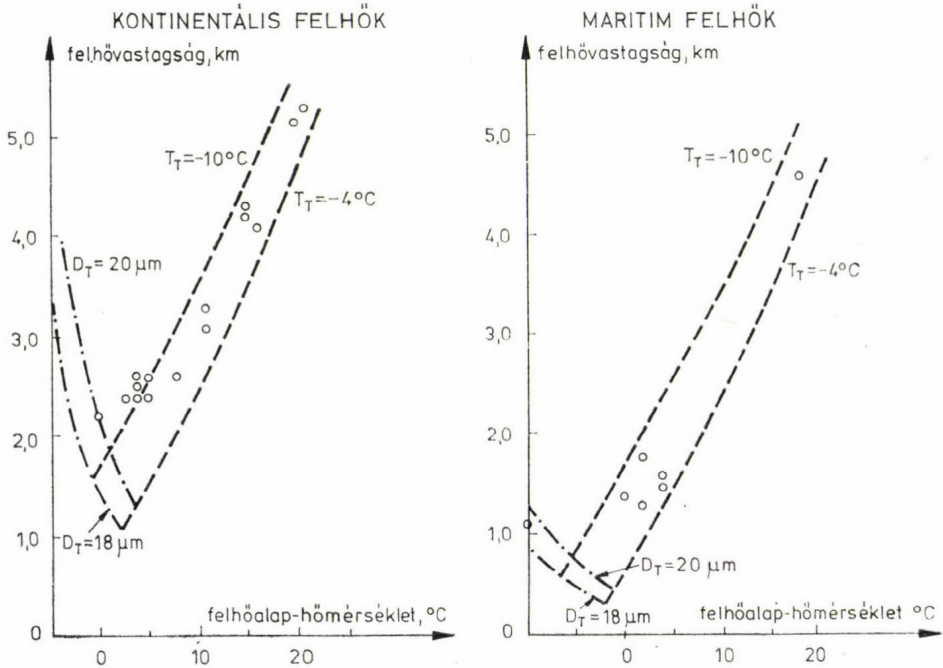
### 3. A jégkristályok képződése és növekedése

Sokszorososan igazolt megfigyelés, hogy a negatív hőmérsékletű vízcseppek is folyékony — túlhűlt — állapotban maradhatnak. Kevésbé ismeretes már az, hogy a fagyáspont függ a csepp nagyságától, szennyezettségétől és lehűlésének sebességétől. Mihelyt azonban halmazállapot-változás történik (feltétlenül  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten), a cseppek és kristályok együttes jelenléte a felhőben megsérti a fázisszabályt és a rendszer instabil egyensúlyi állapotba kerül. A telítési párányomás ui. a kristályok felett alacsonyabb, mint a cseppek környezetében; a különbség (ami  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál  $0,06\text{ mb}$ ) a hőmérséklettel változik. Emiatt a cseppek párologni, a kristályok — páralecsapódás („depozíció”) útján — pedig növekedni kezdenek. Ez utóbbi sokkal (éppen 25-ször) gyorsabb folyamat a cseppek kondenzációs növekedésénél. (A tömegváltozást leíró egyenletek között csak annyi a különbség, hogy a jégreszcsekkéknél a jellemző hossz-méretet a kristálytípusnak megfelelő, ún. formafaktorral kell korrigálni.) A depozíció mindaddig tart, amíg a kristályok környezetéből a cseppek el nem tűnnek. Így a cseppeknél sokkal kisebb számú, de csapadékelem-méretű ( $0,2-0,3\text{ mm}$ -es) szilárd részecskék jönnek létre.

A mérsékelt égöv minden csapadékát sokáig e *Bergeron-féle* (1935) folyamatnak tulajdonították. Később azonban e következtetéseknek a megfigyelési tények és a számítások is ellentmondtak. Ahhoz pl. hogy a legkisebb ilyen csapadékelemből depozícióval  $1\text{ mm}$ -es esőcsepp tömegének megfelelő nagyságú kristály jöjjön létre,  $3\text{ óra}$ ra van szükség. A koaguláció tehát még kontinentális, mérsékeltövi felhőkben is nélkülözhetetlen a reális időskálán belüli csapadékképződéshez. A koagulációs folyamat változatai a következők: a) a kristályok felfogják a cseppeket, amelyek ráfagynak a kollektorreszcsekkékre (ez a „kristály-zúzmarsodás” jelensége); ill. b) a nagyobb cseppek fogják fel a kristályokat, amelyek hatására megfagynak, és további (az előbbi esetnél is gyorsabb) növekedésnek indulnak.

Itt két alapvető kérdés merül fel. Az első a kristályok keletkezése (*Wirth*, 1979). Triviálisnak tűnik, hogy — amint azt *Wegener* már 1911-ben felvetette — a fázisváltozás, a cseppekhez hasonlóan, speciális aeroszol-részecskék („szublimációs” magvak) közvetítésével zajlik le. *McDonald* (1953) mutatott rá, hogy a közvetlen pára-szilárd átmenetet elősegítő, a valóságban jelentéktelen szerepet játszó részecskéket helyesebb „depozíciós” magvaknak nevezni (depozíción a szublimációval ellentétes folyamat értendő). Később, főleg *Krasztanov* (1941) nyomán kitűnt, hogy a depozíciós magvaknál sokkal fontosabbak a már meglévő vízcseppek halmazállapot-változását megkönnyítő részecskék. E *fagyási magvak* koncentrációjának mérése az ötvenes évektől kezdve vált széleskörűvé (*Wirth*, 1966). A nyilvánvaló cél az volt, hogy a jégmag-, és a felhőn belüli jégkristály-koncentrációk összevetéséből kapcsolatot találjanak a magvak előfordulása és a csapadékjelenségek között. Az eredmények lassú felhalmozódásával csak a következő évtized végére lett nyilvánvaló, hogy a kristály-koncentrációk (a  $-5$ ,  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os intervallumban) általában jóval, néha nagyságrendekkel nagyobbak, mint a felhőben (ill. közvetlen környezetében) mért magkoncentrációk. E második kérdés tisztázása hamarosan fontosabbá vált, mint a hatásmechanizmus problémaköre. Igaz ugyan, hogy utóbbi nemcsak elméletileg, de a felhők mesterséges módosításával kapcsolatos gyakorlat szempontjából is alapvető; ha viszont az előbbi „kristály-sokszorozódás”-sal magyarázott jelenség a magvaktól *független*, akkor a mesterséges jégmagvakkal történő beavatkozási kísérletek koncepciói és technológiai egyaránt átdolgozásra szorulnak. Jelenleg — főképp *Hallett* és *Mossop* (1974) mérései, és *Rangno*

és Hobbs (1988) összehasonlító vizsgálatai alapján — többé-kevésbé már világos, hogy milyen környezeti feltételek esetén várhatóak jelentős (valószínűleg sokszorozódással keletkezett) kristálykoncentrációk, elsősorban a Cu-típusú felhőkben (3. ábra). Ez azonban továbbra is csak diagnosztikai eredmény. Mindenesetre jellemző, hogy a maritim és kontinentális típusú felhők között e tekintetben is különbségek mutatkoznak, ami újabb utalás a makro- és mikrofizikai hatások szoros kapcsolatára a csapadékképződés folyamataiban.



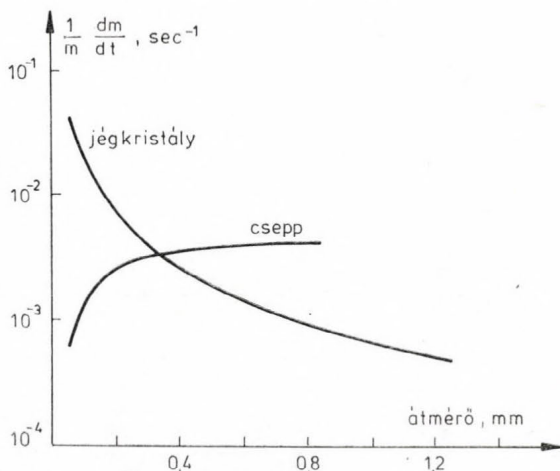
3. ábra. Szignifikáns jégreszecske-koncentrációk kialakulásának kezdőfeltételei kontinentális és maritim Cu-felhőkben, repülőgépes megfigyelések alapján. A szaggatott vonalak a  $-4$  és  $-10^{\circ}\text{C}$ -os izotermákat mutatják (telített adiabatikus viszony alapján számítva). A függőleges tengely megadja azt a közelítő felhővastagságot, ami szükséges ahhoz, hogy a számított  $D_T$  cseppátméretek elérjék a megadott értékeket: a pontozott-szaggatott vonal ezeket a tartományokat határolja. A pontok különböző szerzők megfigyelései, amelyek jelentős kristálykoncentrációkat mutattak. A jelenség a V-alakú tartományban, a görbékkel határolt területen belül várható. (Rangno és Hobbs, 1988. nyomán)

#### 4. A Bergeron-folyamat és az összeolvadási csapadékképződés relatív fontossága

A talajon megfigyelt csapadék lehet szitálás, eső, havazás és jégeső. Az egyedi jégkristályok vagy a szitálás kis cseppjei azt jelzik, hogy a csapadékképződésben az összeolvadás nem játszott szerepet, míg a meleg felhőkből hulló nagy cseppű esők éppen az összeolvadás fontosságára utalnak. Kontinentális, vagy egyes halmazállapotú felhőkben mind a cseppek koagulációja, mind a Bergeron-féle folyamat megindíthatja a csapadékképződést. Az összeolvadás

meleg, nagy víztartalmú, a jégkristály-folyamat hideg, alacsony víztartalmú felhőkben lehet a csapadékképződés kiváltó oka.

E következtetést radarmegfigyelések is alátámasztják. Megfigyelték ui., hogy a felhő fejlődése során a csapadékrészecske-halmazokra utaló első radar visszhangok a 0 °C-os izotermaszint *fölött*, vagy *alatt* is kialakulhatnak. Az a kérdés tehát, hogy adott esetben melyik mechanizmus az *elsődleges*, mindig a konkrét felhőjellemezőktől függ (a fentieken kívül pl. a cseppek koncentrációjától,



4. ábra. Cseppek és kristályok tömegnövekedése diffúzióval (Houghton, 1950 adatai alapján)

a felhővastagságtól, hőmérsékleti viszonyoktól, stb.). Ugyanakkor vitathatatlan, hogy *nagy* csapadékelemek nem jelenhetnek meg a talajon a koagulációs folyamatok működése nélkül; és az is bizonyos, hogy ezek a növekedés későbbi fázisaiban meghatározóvá válnak.

A számítások szerint a jégkristályok diffúziós tömegnövekedésének sebessége kezdetben két nagyságrenddel is meghaladja a cseppek ütközéses növekedését; nagyobb részecskékre a különbség csökken és kb. 0,3 mm-es átmérőtől kezdve az utóbbi mechanizmus fokozatosan uralkodóvá válik (4. ábra). Mindez világossá teszi e folyamatok relatív szerepét éppúgy, mint a képződési és növekedési fázisok megkülönböztetésének fontosságát. Ez utóbbi különleges jelentőségűvé válik a jégeső kialakulásának vizsgálatában.

### 5. A jég szemek képződése és növekedése

Mindenekelőtt néhány általános megjegyzést kell tennünk:

1. A jég szemek képződési szakaszának *helyszíne* és növekedési szakaszának *időtartama* a legszorosabb kapcsolatban van végső méretükkel és talajfelszíni koncentrációjukkal. Ezért e szakaszok megkülönböztetése elvi és gyakorlati szempontból egyaránt fontos.

2. A folyamatokat irányító tényezők kapcsolatainak bonyolultsága a csapadékelemek méretével az egyenes aránynál nagyobb mértékben növekszik. Továbbá: a felhőn belüli mérések és megfigyelések száma — érthetően — nagyon csekély. Mindezek miatt nem meglepő, hogy éppen e legnagyobb részecskékre, a jég szemek élettörténetéről tudunk a legkevesebbet.

3. Ismereteink legtöbbje a talajon felfogott jég szemek szerkezetének tanulmányozásából származik. Ehhez járult az utóbbi időben a „multicellás” és „szupercellás” zivatarfolyamatok megkülönböztetése közvetlen és közvetett mérések alapján. A modellek és mérések lehetővé tették a valószínű jég részecske-trajektóriák, ezzel a környezeti feltételek hatásainak az elemzését. Így esetenként az egyes jég szemek élettörténetének meglehetősen következetes, fizikailag helytálló magyarázatát is meg tudjuk adni. Mindezek bemutatása előtt összefoglaljuk a növekedési folyamatokat megszabó törvényszerűségeket.

### 5.1. Jég szem-növekedés: kinematikai és termodinamikai alapok

A gömbalakúnak felvett jég szem ütközéses növekedése lényegében a

$$\frac{dR}{dt} = \frac{E'q}{4\rho_j} \cdot \left[ \frac{8}{3} \cdot \frac{\rho_l}{\rho_1} \cdot \frac{g}{C_D} \cdot R \right]^{0,5}$$

egyenletnek megfelelően történik, ahol  $E' \cdot R^{0,5} = 0,6$  (Macklin és Bailey, 1966),  $\rho_j$  ill.  $\rho_1$  a jég szem ill. a levegő sűrűsége,  $g$  a nehézségi gyorsulás, míg  $C_D \approx 0,5$  az ellenállástényező (Mason, 1971).

Integrálás után a víztartalomtól függő egyszerű egyenlethez jutunk, amely szerint pl.  $q = 3 \text{ gm}^{-3}$  esetén a jég szem 10 perc alatt éri el a 6 cm-es (!) nagyságot.

A valóságban ezt a növekedést a túlhűlt cseppek fagyása és a depozíció okozta hőfelszabadulás, ill. a ventilációs tényezővel korrigált hőelvezetés aránya korlátozza. A jég szem a felfogott, ill. lecsapódott vízmennyiség függvényében addig melegszik, amíg felszíni hőmérséklete el nem éri a  $0^\circ\text{C}$ -ot. Ezután az ütköző vízcseppek már nem képesek azonnal megfagyni, ehelyett szétfolynak a felületen; még több csepp felfogása esetén pedig a megtapadni sem képes, „felesleges” víz a jég szemről lesodródik. Ez a „nedves” növekedési folyamat alapvetően a felhő folyékony víztartalmától függ. Az időegység alatt felszabaduló és az elvezetett hő egyenlőségéből meghatározható a jég szem egyensúlyi hőmérséklete, mint a méret és a környezeti tényezők függvénye. Kiszámítható az a kritikus „effektív” folyékony víztartalom  $E_j q_k$ , amelynél az összegyűjtött vízmennyiség még teljes egészében ráfagy a jég szemre, s így annak felszíni hőmérséklete  $0^\circ\text{C}$  marad:

$$E_j q_k = \frac{L_p \cdot D_v \cdot \bar{f}_v [\rho_p(T_0) - \rho_p(T)] + k_a \cdot \bar{f}_h \cdot (T_0 - T)}{\frac{1}{4} \cdot R_j V_j [L_0 - c_v \cdot (T_0 - T)]}$$

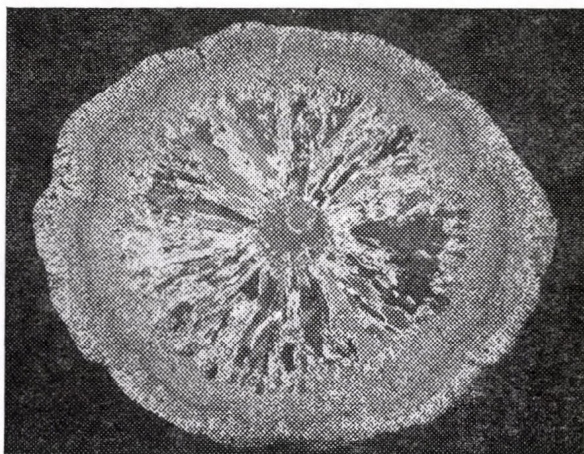
ahol  $q_k$  a kritikus folyékony víztartalom,  $E_j$  a jég szem felfogási hatékonysága,  $L_p$  ill.  $L$  a latens párolgási, ill. olvadási hő,  $D_v$  a pára diffúziós koeficiense levegőben,  $\bar{f}_v$  ill.  $\bar{f}_h$  a pára-, ill. hődifúzió ventilációs koeficiensei,  $\rho_p$  a pára-sűrűség,  $T_0$  ill.  $T$  a jég felszín ill. a környezet hőmérséklete,  $k_a$  a levegő hővezetési tényezője,  $R_j$  ill.  $V_j$  a jég szem sugara ill. esési határsebessége, és  $c_v$  a víz fajhője (Pruppacher és Klett, 1980). A szabadszemmel és mikroszkópi metszetben egyaránt jól látható opálos, átlátszatlan jég réteg a „száraz” növekedés során keletkezik, míg nedves növekedésnél a részecskét bevonó víz áttetsző réteg formájában fagy meg. E formák jól megkülönböztethetők az 5. ábrán. A fenti egyenlet ezen alapvetően különböző növekedési típusok fizikai határfeltele.

Az individuális jég szemek növekedése a feláramlási sebességgel is kapcsolatban van. Néhány régebbi, egydimenziós modell szerint éppen ennek maximális értéke szabja meg a legnagyobb jég szem-méretet. Ez azonban, mint látni fogjuk, döntően a jég szem-trajektóriától, végső soron pedig az ezt kialakító felhőszerkezettől függ. (Ezenfelül a részecske a 0 °C-os izoterma felett a kihullás során is növekedhet.)

### 5.2. Jégeső-embriók: osztályozás, eredet, növekedés

A talajfelszínen összegyűjtött jég szemekből készített vékony metszetek mikroszkópi vizsgálata alapján a részecskéket központi magjuk — az „embrió” — szerkezete alapján két fő csoportra: „graupelel”-ekre és fagyott cseppekre lehet felosztani.

A *graupelek* hókristályok aggregátumaiból álló, változó sűrűségű ( $\rho_g \approx 0,2—0,4 \text{ gm}^{-3}$ ) részecskék; növekedésük során méretüktől és formájuktól függő,



5. ábra. Jég szem metszet. (Színes, polarizált fényben készült fotó másolata.) A világosabb részek: kisebb-nagyobb kristályokból, a sötétebbek: vízréteg megfagyásából származnak.

általában egyre jobb hatásfokkal építenek be szerkezetükbe túlhűlt cseppeket, ill. kristályokat. A középpontjukban található, többnyire „zúzmarásodott” kristályok eredete bizonytalan: ezek éppúgy lehetnek néhány száz  $\mu\text{m}$ -es fagyott cseppek, mint az ezeknél kisebb cseppek fagyásakor keletkezett és később diffúzióval növekvő jégkristályok. A kezdeti, aránylag lassú növekedési folyamatot a zúzmarásodás és a kristályokkal való ütközések jelentősen felgyorsítják.

A *fagyott cseppek* képződési lehetőségei szintén változatosak: származhatnak ütközéses cseppnövekedésből, graupelek olvadásából, sőt, nagyobb jég szemekről lesodródott vízcseppekből is. Az első lehetőség — modellszámítások szerint — a feláramlásban csak akkor következhet be, ha a koaguláció megkezdését pl. óriás aeroszol részecskék, mint összeolvadási centrumok segítik (Rosenfeld et al., 1979). Ilyeneket (akkor meglepő módon) nagy számban találtak a fagyott cseppembriókban, de sohasem a graupelekben; továbbá a levegőben, repülőgépes és talajfelszíni mérések során. A 10—100  $\mu\text{m}$ -es mérettartományban ezek átlagos légköri (felhő alatti) koncentrációja 20/liter, átlagos maximális koncentrációja pedig 500/liter volt öt éves mérési sorozat alapján; az embriókban azonosítható részecskeszám azonban ennél sokkal kisebb és erősen változó volt. Ezért nem tekinthető bizonyítottnak, hogy minden fagyott csepp-

embrió ilyen magvakon képződik. További komplikációt jelent, hogy még az eredeti embrió-méret sem mindig rekonstruálható. A növekedés ui. folyamatos lehet a fagyás után és a metszetben akár 1 cm-es cseppembriókat is találhatunk.

A valódi méretek és az eredet tehát mindkét esetben bizonytalan. Ennek ellenére az embrió *típusa* (ill. maga az osztályozás) mégis döntő különbségekre utal. Ez igazolható a 2. táblázat adataival. A vizsgálatok eredményei szerint ui. jelentős klimatológiai különbségek vannak az embriótipusok előfordulási gyakoriságában; ez pedig *eltérő* mikrofizikai és mezoléptékű sajátosságokat takar. Nyilvánvaló pl., hogy a *graupel-embriók* magas aránya a *jégkristály-mechanizmus* dominanciáját jelzi a csapadékképződésben. Ez együttjár a maximális jég szem-átmérő csökkenésével. Coloradóban pl. a 2,5 cm-nél kisebb jég szemek sokkal nagyobb számban fordulnak elő, mint a többi régióban. Ugyanakkor itt alig találtak jég-víz keverékéből álló „szivacsos”, ill. fagyott

## 2. TÁBLÁZAT

*Jégeső-embriók típusgyakorisága*

Hely	Graupel	Fagyott csepp	Mintaszám
	%	%	
Colorado (USA)	87	9	3660
Dél-Afrika	23	62	1318
Észak-Kaukázus (Szovjetunió)	65	35	210
Svájc	37	63	1220

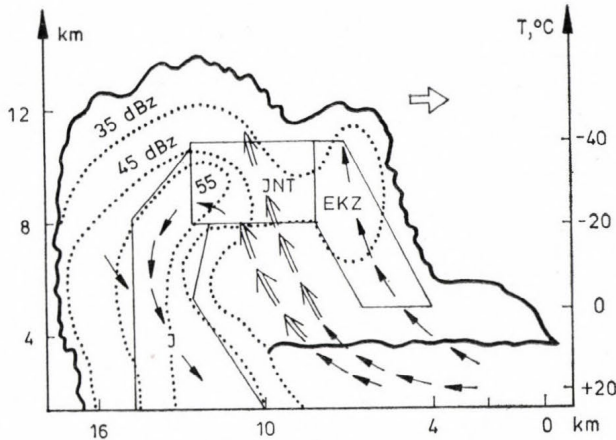
csepp-embriókat. Ez azt jelenti, hogy a felhők víztartalma kicsi, és a nagy víztartalmú, ún. „akkumulációs zóna” (*Szulakvelidze, 1967; Wirth, 1984*) általában hiányzik. E körzetben a tipikus növekedési forma a kúpos graupel, ami szinte kizárólag jégkristálykezdeményeken fejlődik ki.

A jégkristály-mechanizmus túlnyomórészt más változatának kell működnie ott, ahol az embriók főleg fagyott cseppek (Svájc, Dél-Afrika). Ilyen régiókban a nagy víztartalmú, meleg alapú felhők dominálnak. Ezek akkumulációs zónáiban felhalmozódó nagy cseppek fagyása gyors jég szem-növekedést és kihullást eredményezhet; maga a folyamat pedig fizikailag aránylag egyszerű ciklusként jellemezhető (*Wirth, 1988*). Meglepő viszont, hogy az Észak-Kaukázusban (ahol a jégképződési mechanizmus a védekezés elméleti alapja) éppen a graupel-embriók a gyakoribbak.

A jég szemek képződéséről és növekedéséről — a különböző felhőtípusokban — összefoglalva a következőket állapíthatjuk meg:

— *Az egyszerű*, termikus eredetű („egycellás”) *zivatarokban* az embriók a felhő középső részében felhalmozódó, nagy cseppek fagyása révén jönnek létre. Növekedésük is itt zajlik, miközben esési sebességük egyensúlyt tart a feláramlási sebességgel. Bizonyos nagyság elérésekor ez az egyensúly felborul, és a nagy részecskék kiesése megindítja a csapadékhullást, az pedig a felhő feloszlását. A képződési és növekedési zónák helyileg nem nagyon térnek el egymástól. Megjegyezzük, hogy egyedül ez a modell teszi lehetővé az embrióképződési tartomány pontos és korai radarfelderítését, így a magvasítás megfelelő végrehajtását.

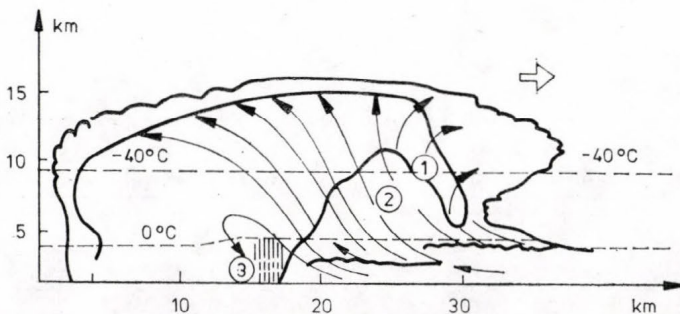
— *A többcellás*, „hideg” alapú *felhőkben* — amelyek az észak-amerikai kontinens magas síkságai fölött alakulnak ki — a csapadékrészecskék zöme a graupeleken képződik. Ezek növekedése a Cb középső tartományaiban folyik le,



6. ábra. Multicellás zivatarfelhő sematikus képe Young (1977) után (Wirth, 1988). A nyilak az áramlások irányát, a szaggatott vonalak a radarecho-kontúrokat, a számok ezek dB-ben mért értékeit jelölik. EKZ: embrióképződési és JNT: növekedési tartománya, J: kieső jégszemek zónája

ahová a *magasabb* (!) keletkezési szintekről a leáramlások révén kerülnek. (Az esetenként fontos sokszorozódási hatás itt csak ritkán jelentkezik.) A hasonló, de „meleg” alapú felhőkben viszont a graupelek a közepes magasságokban, a gyenge feláramlások tartományában képződnek és innen jutnak — jelentős horizontális sebességkomponensekkel — a nagy feláramlások zónáiba, ahol fő növekedésük lejátszódik (6. ábra). A graupelek növekedése! kezdetben mindig száraz, ezért aránylag lassan indul meg. Később a buborékokat tartalmazó szerkezet tiszta jégbe megy át, azaz a nedves növekedés már gyorsabb folyamat. Gyakorlati szempontból fontos, hogy az embriók képződési helye radarral nem deríthető fel és a növekedési zóna ettől térbelileg és időben is elkülönül.

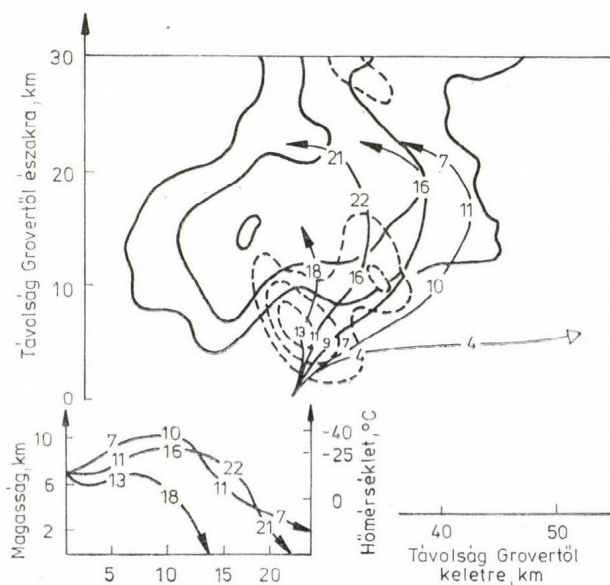
— Végül az ún. *szupercellás zivatarfelhőkben* (7. ábra) az embriók ugyancsak a beáramlások elülső részén, aránylag gyenge függőleges sebességek esetén keletkeznek, és innen mozognak közel vízszintesen a heves feláramlásokat jelző „visszhang-boltozat” mentén, miközben folyamatosan növekszenek. Ezt jól demonstrálja az ún. Grover-zivatarról (Colorado, 1976. június 22.) készített



7. ábra. Szupercella áramlási rendszere (folytonos görbék) és 1: az „embriófüggöny”, 2: a gyenge radarvisszhangok tartománya, 3: a nagy jégszemek kiesési zónája (Browning, után lásd: Wirth, 1988)

esettanulmány (8. ábra), amelynél a trajektóriákat különböző típusú mérésekből vezették le. Az egy pontból induló jég szem-pályák a kezdeti graupel-mérettől függenek. A 2 mm-es embrió csak 4 mm-re tudott növekedni, majd eltűnt az űllőben. A többi embrió ciklonális pályákat követett, kivéve a legnagyobb, 10 mm-es részecskét, amely észak felé haladt át a boltozat felett. Az ábra azt is mutatja, hogy mennyi időre volt szükségük a különböző nagyságú jég szemeknek a talaj eléréséhez.

A jég szemek szerkezetéből ma kevés kivétellel lehetetlen a növekedési viszonyokra következtetni. Ennek oka, hogy a hőmérséklet, víztartalom és cseppméret-eloszlás különböző kombinációi is létrehozhatnak hasonló struktúrákat. Néhány szabályszerűség azonban felfedezhető. Száraz növekedésnél pl. a jég szem-réteg  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleteknél főleg nagyobb, ez alattiaknál kis jég kristályokból áll; a növekedés az előbbi esetben a leggyor-



8. ábra. 7 km-es magasságban induló graupel-trajektóriák horizontális, illetve idő-magasság metszete (nyilak). Kihúzott vonalak: radar-reflektivitási értékek, szaggatott vonalak: feláramlási izopléták. Az egyes trajektóriák 2, 4, 6, 8 és 10 mm-es indulóméretű részecskékre vonatkoznak; a rajtuk levő számok a méretet jelzik 10 perces időközökben. Az inzerten a három legnagyobb graupel magasságváltozása látható (Knight és Squires, 1982; további magyarázat a szövegben)

sabb; a „szivacsos”, ill. nedves növekedés a folyamat végén meglehetősen általános stb.

Az ehhez hasonló esettanulmányok és mérési eredmények alapján a képződési-növekedési ciklus eseményláncának logikai kapcsolódása a következőkkel jellemezhető.

A jég részecske szerkezetét a környezeti feltételek, elsősorban a víztartalom és a hőmérséklet változásai alakítják ki. Ezekkel a jég szem saját mozgási pályája mentén találkozik; a trajektóriát viszont az induló méret és a felhőn belüli cirkuláció bonyolult kapcsolata szabályozza. Fontos felismerés, hogy ezen belül a kieső jég szem nagysága nincs egyértelmű kapcsolatban a feláramlási sebességgel. A pálya tehát — amelynek jelentős horizontális komponensei vannak —

meghatározza azt az időtartamot, amit a részecske a felhőn belül eltölt és éppen ez az, amitől a *végző méret* függ. Az említett tényezők együttesen hozzák létre a szerkezetnek és méretnek azt az óriási változatosságát, ami gyakran az egy helyen és időben vett mintában is megmutatkozik.

### 6. A csapadékképződés hatékonysága

A NHRE zivatarfelhőkre vonatkozó gazdag mérési anyaga még másfél évtized múltán is az elemzés tárgya és forrása. E munka talán legfontosabb eredménye az az újszerű csapadékképződési elképzelés, amelyet az alábbiakban *vázlatosan* ismertetünk.

A felhők *csapadékhatékonyságát* (CsH) a teljes kieső csapadékmennyiségnek és a teljes pára-beáramlásnak a hányadosával szokás jellemezni. A zivatarfelhők CsH-a széles határok között változik, de többnyire nem haladja meg a 10—15%-ot. E mértékszám csökkenésének fő okai a következők:

- a száraz levegő besodródásával kapcsolatos párolgás,
- a csapadékelemek párolgása a leáramlásban,
- a felhőelem  $\rightarrow$  csapadékelem átalakulások alacsony hatásfoka.

Ez utóbbi folyamatot a hideg alapú, Colorado-i felhőkben döntően a kristályok, illetve graupelek irányítják, amelyek felfogják a felhőcseppeket. E folyamat hatékonysága együtt nő a legalább 1 mm-es részecskék méretével és főleg azok koncentrációjával. Ha az utóbbi csekély, az áramlások túl sok kis cseppet és kristályt ragadnak fel a felső régiókba és az üllőbe, és ezek elvesznek a csapadékképződés szempontjából.

A folyékony víztartalom csökkenésének üteme, az ún. *depléció* a következő egyenlettel jellemezhető:

$$\frac{dq}{dt} = Q \cdot V_T \cdot F \cdot N$$

ahol  $Q$  a víztartalom,  $V_T$  ill.  $F$  rendre a kollektor határsebessége ill. keresztmetszete, míg  $N$  a koncentrációja. Átrendezés és integrálás után megkapható a pillanatnyi,  $Q$ -tól független *depléciós idő*

$$\tau = (V_T \cdot F \cdot N)^{-1}$$

vagyis az az időtartam, ami alatt az eredeti  $Q$  víztartalom  $e$ -ed részére csökken. Repülőgépes mérések alapján  $\tau$  széles határok (200 és  $10^4$  sec) között változhat. A néhány perces időtartamok „megfelelően” hatékony, az 1000 sec-nál nagyobb  $\tau$ -értékek pedig „nem hatékony” depléciót jeleznek. A feláramlásokban ez utóbbi értékek gyakoriak voltak; ugyanakkor közismert, hogy a jég szemnövekedés 500 sec alatt is lejátszódhat. A jégrészecskék tehát olyan rövid időn belül elérhetik végző méretüket, hogy közben a folyékony víztartalom alig változik. A következtetés kézenfekvő: a jég szemek nem képesek egymással hatékonyan „versenyezni” a víztartalom csökkentésében. Ez általában érvényes azokra a Cb-okra, amelyek CsH-a alacsony és nagy Ci-üllőjük van.

Bár az eredmény nem vihető át minden további nélkül más földrajzi körzetekre, kapcsolatát a jégeső elleni védekezés „konkurrens embriók” néven ismert hipotézisével figyelembe kell vennünk. Észszerint a mesterséges jégeső-embriók számát kereken két nagyságrenddel kell megnövelnünk az átlagos jég szemméret egyötödére való csökkentése érdekében. Hasonlóképpen a dep-

léciónak is mintegy századrésznyire kell rövidülnie ahhoz, hogy a folyamat hatékonysága megfelelően csökkentse a feláramlás víztartalmát. Ha tehát csak mérsékelten sikerül megnövelnünk az embrió-koncentrációt, azaz nem sikerül elérni a határkoncentrációt, a természetesnél jóval több jég szemet is létrehozhatunk. Ez a következtetés tulajdonképpen megfelel a konkurencia-hipotézisnek: ezért az ilyen céllal végrehajtott mesterséges beavatkozással nemcsak megfelelő versengést kell elérni, hanem arra kell törekedni, hogy *megnöveljük a zivatarfelhő csapadékhatékonyságát* is.

Mivel azonban a depléciós idő főleg a jég szem-koncentrációtól függ, ennek maximuma pedig a mérések szerint általában a 0,5—1,0 mm-es tartományra esik, a folyékony víztartalom csökkentését a legkisebb jég szemek, ill. az ennél is kisebb (de kb. 1 mm-nél nagyobb) kristály-agglomerátumok végzik elsősorban. Ezt bizonyítja, hogy majdnem mindig sokkal több eső hullik, mint jég.

### 7. Következtetések

A dolgozatban közölt egyenletek alapján becsült, különböző méretű csapadékelemek növekedéséhez szükséges időtartamokat a 3. táblázatban mutatjuk be.

#### 3. TÁBLÁZAT

Becsült növekedési időtartamok

Átmérő (mm)	Időtartam (perc)	Mechanizmus
0—1	10—15	Depozíciós kristálynövekedés, majd kezdeti „zúzmarásodás”
1—20	20—30	Ütközéses növekedés, változó sűrűség mellett, $q_0 = 2—3$ (gm <sup>-3</sup> ), ( $q_0 = q E$ )
20—30	5—10	Ütközéses növekedés, $j = 0,9$ (gem <sup>-3</sup> ), $q_0 = 1—2$ (gm <sup>-3</sup> )
0—30	35—55	

Megemlítjük még, hogy a depléciós csapadékképződés koncepciója a jégeső elleni védekezés új lehetőségére hívja fel a figyelmet. Ennek lényege nem a természetes jégeső-képződés módosítása, hanem az esőképződés elősegítése. Ugyanis:

1. a felhőelem — csapadékelem átalakításokat — legalább a hideg, kontinentális felhőkben — a jégkristályok, ill. azok aggregátumai indítják meg, ill. hajtják végre.
2. a konkurens jégeső-embriók helyett a folyékony csapadékelemek számának megnövelése a fontos, mert a kisebb csapadékelemek esélye még nagy víztartalom mellett is kisebb arra, hogy jég szemekké növekedjenek.
3. E művelet előnye, hogy a magvasító anyag bejuttatása a folyékony csapadékelemek képződési zónáiba — azaz a feláramlásokba — kevésbé bonyolult. Ugyanakkor sokkal nagyobb mesterséges kristálykoncentrációkat kell létrehozni, ami viszont a számítások szerint gyakran nem lehetséges, vagy már nem gazdaságos. A pontos dózis meghatározásához ezért kívánatos a folyamat típusát is figyelembe vevő felhőmodell alkalmazása.

- Baumgartner, D., 1988: Evaluation of droplet growth rates in Hawaiian orographic clouds. *Preprints of 10th Internat. Cloud Physics Conf.* Vol. I.
- Bergeron, T., 1935: On the physics of cloud and precipitation. *Proc. 5th Assembly U. G. G. I. Lisbon*, Vol. II.
- Best, A., 1951: The size of cloud droplets in layer-type cloud. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 77, 241—248.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanics of hailstorms. *Meteor. Monographs* 16, 1—43.
- East, T. V. R., 1957: An inherent precipitation mechanism in cumulus clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 83, 61—76.
- Hallett, J. and Mossop, S. C., 1974: Production of particles during the riming process. *Nature* 249, 26—28.
- Hocking, L. M. and Jonas, P. R., 1970: The collision efficiency of small drops. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96, 722—729.
- Houghton, H. G., 1950: A preliminary quantitative analysis of precipitation mechanism. *J. Meteor.* 7, 363—369.
- Knight, C. A. and Squires, P., 1982: *The National Hail Research Experiment*. Colorado Associated Univ. Press, Boulder, Vol. I. 185—191, Vol. II. 181—193.
- Köhler, H., 1950: On the problem of condensation in the atmosphere. *Nova Acta Regiae Soc. Scient, Uppsaliensis* 14, 1—76.
- Krastanow, L., 1941: Beitrag zur Theorie der Tropfen- und Kristallbildung in der Atmosphäre. *Meteor. Zeitschr.* 58, 37—52.
- Langmuir, I., 1948: The production of rain by a chain-reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteor.* 5, 175—192.
- Leighton, H. G. and Rogers, R. R., 1974: Droplet growth by condensation and coalescence in strong updraft. *J. Atmos. Sci.* 31, 271—279.
- Mason, B. J., 1971: *The Physics of Clouds*. Clarendon Press, Oxford. 2th Edition.
- Macklin, W. C. and Bailey, J. H., 1966: On the critical liquid water concentrations of large hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 92, 297—300.
- McDonald, J. E., 1953: Erroneous cloud physics applications of Raoult's law. *J. Meteor.* 10, 68—70.
- Mészáros E., 1977: *A levegőkémia alapjai*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 1980: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Company. 2th Edition.
- Rango, A. L. and Hobbs, P. V., 1988: Criteria for the onset of significant concentrations of ice particles in cumulus clouds. *Atmos. Res.* 22, 1—13.
- Rosinski, J., Knight, C. A., Nagamoto, C. T., Morgan, G. M., Knight, N. C. and Prodi, F., 1979: Further studies of large, water-insoluble particles within hailstones. *J. Atmos. Sci.* 36, 882—891.
- Szulakvelidze, G. K., 1967: Záporos csapadékok és a jégeső (oroszul). Gidrometeorizdat, Leningrád.
- Telford, J. W., 1955: A new aspect of coalescence theory. *J. Meteor.* 12, 436—444.
- Wirth, E., 1984: Jégesőelhárítás Magyarországon. *Időjárás*, 88, 57—85.
- Wirth E., 1988: A jégesőelhárítási koncepciók fizikai alapjai és a gazdasági értékelés lehetőségei. *Időjárás*, 92, 276—292.
- Wirth, E., 1979: Légköri jégmagvak (oroszul). *Időjárás*, 83, 8—14.
- Wirth, E., 1966: Sur l'origine des noyaux glacogènes de l'atmosphère. *J. Recherches Atmosphériques*, 2, 1—5.
- Young, K., 1977: A numerical examination of some hail suppression concepts. *Meteor. Mon.* 16, 195—214.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A cirkulációs folyamatok és a csapadékeloszlás Magyarország térségében, középtávú valószínűségi csapadékelőrejelzés a cirkulációs folyamatok figyelembevételével

MALLER ARANKA, NÉMETH ERIKA, RIMEK ILONA, TÖRÖK LÁSZLÓ  
és VARGA LÁSZLÓ

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

A cirkulációs folyamatok fejlődését a 24—120 óra közötti előrejelzendő tartományban a 24 óránkénti bontásban rendelkezésre álló talajközeli nyomásmezőből származtatott naponkénti szinoptikus helyzetek sorozatával jellemeztük. Péczeley (1957) Közép-Európa térségére 13 makroszinoptikus helyzetet különített el, ezt a típusrendszert vettük figyelembe. 1951—1980 közötti időszakra 10 magyar állomás napi csapadékadatát és a Péczeley-típusok kódsorozatát vontuk a vizsgálatba. Évszakos bontásban határoztuk meg a különböző makroszinoptikus helyzetekhez a 0 mm, 3 mm, 5 mm, 10 mm és 20 mm csapadék küszöbértékek valószínűségeit, az átlagos napi csapadékot, a relatív csapadékhozamot. Előrejelzéseket készítettünk a cirkulációs helyzetek alapján a csapadék valószínűségére, a kísérletet a washingtoni grid formátumú előrejelzésekre alapoztuk, a verifikációs eredmények meglehetősen biztatók voltak.

\*

*Areal precipitation distributions in several circulation patterns and medium range probabilistic precipitation forecasts.* Development of medium range circulation processes has been characterized by daily macrosynoptic patterns derived from forecasted values of sea surface pressure fields. This investigation is based on 13 macrosynoptic types for Middle-Europe determined by Péczeley (1957). Quantity of daily precipitation measured in 10 Hungarian cities and coded series of Péczeley's types have been taken into account. Probability of precipitation (PoP) and 3 mm, 5 mm, 10 mm and 20 mm threshold, average quantity of precipitation in a day and relative yield of precipitation have been seasonally calculated for every circulation type. Experimental PoP forecasts based on USA WMC grid predictions of sea surface pressure field have been prepared, and the results are rather good.

### 1. A cirkulációs folyamatok és a csapadékeloszlás

A csapadékképződés a mikrofizikai folyamatokon kívül a nagytérségű makrocirkuláció eredménye. A szinoptikus meteorológiából ismert tény, hogy makroléptékű cirkulációs feltételek következményeiként lépnek fel azok az időjárási helyzetek, amelyek kedvező hatást biztosítanak a csapadék létrejöttéhez, vagy éppen a csapadéktevékenység megszűnéséhez vezetnek. A csapadékfolyamat legegyszerűbb elvi modellje a csapadékmennyiséget a konver-

gencia és vertikális mozgás, valamint a nedvesség és a kondenzáció közötti fizikai kapcsolat együttes figyelembevételével tárgyalja (WMO, 1970, 1974). A makrocirkulációs folyamatok irányítják a „csapadék-mechanizmust” azaz a konvergenciát, és ezzel együtt meghatározzák a vertikális áramlás intenzitását és térbeli szerkezetét.

Ebben a munkában a csapadékeloszlást kizárólag a cirkulációs folyamatokkal — mint a „csapadék-mechanizmust” meghatározó egyik legfontosabb meteorológiai hatással hoztuk kapcsolatba. Célunk a makrocirkulációs folyamatok függvényében a magyarországi csapadékeloszlás meghatározása, különböző csapadék-küszöbértékek túllépési valószínűségeinek kiszámítása.

### 1.1. A cirkulációs folyamatok jellemzése

A cirkulációs folyamatok jellemzésére több lehetőség is kínálkozik:

a) számszerű paraméterekkel, cirkulációs indexekkel (Rudometov, 1964), vagy az áramlási mező ortogonális felbontásával kapott időegyütthatók segítségével,

b) minőségi karakterrel pl. a Hovmöller-diagramokkal vagy a makroszinoptikus típusok sorozatával. Hazánkban Bodolainé (1983) a nagy esőzéssel járó időjárási helyzetek számszerű jellemzésére cirkulációs indexeket használt, Maller és munkatársai (1986) a tartósan csapadékos időjárási helyzeteket a makroszinoptikus típusokkal hozták kapcsolatba és megemlíthetjük még, hogy Maller (1983) tanulmányában a tartósan száraz időszakok makrocirkulációs feltételeit a Hovmöller-diagramok alapján kezelte.

### 1.2. Makroszinoptikus típusok a cirkulációs folyamatok jellemzésére

Munkánkban a cirkulációs folyamatokat a makroszinoptikus típusok naponkénti kódsorozatával írtuk le. Szolgálatunknál három típusrendszert alkalmazunk operatív és kutatási szinten: a Péczely-féle típusrendszert (Péczely, 1957), a Hess-Brezowsky-féle (HB) típusrendszert (Bartholy és Kaba, 1987) és a clusteranalízissel előállított objektív típusrendszert (Ambrózy et al., 1983). Mindhárom típusrendszer az atlanti-európai térségre korlátozódik, ezen térség cirkulációs viszonyait makroszinoptikus típusok halmazával írja le. Az említett rendszerekben a makroszinoptikus típus összefoglaló minőségi jellemzést ad a légköri cirkulációs folyamat egy adott napon fennálló fázisáról és a légköri cirkuláció talajmenti nyomásmezejének vagy az 500 hPa-os szint geopotenciálmezejének eloszlását veszi figyelembe. A klasszikus HB-típusrendszer és a Péczely-féle típusrendszer a talajmenti nyomásmező összes lehetséges konfigurációit különíti el, az Ambrózy-Bartholy-Gulyás-féle típusrendszer és a korrigált HB-típusok (Bartholy és Kaba, 1987) viszont az 500 hPa-os mező geopotenciál alakzatait. Jelenlegi vizsgálatunkhoz a Péczely-féle típusrendszert választottuk alapul.

A Péczely-féle tipizálásnak a kiindulópontja az, hogy a Kárpát-medencéhez képest hol helyezkedik el a legközelebbi ciklon vagy anticiklon. Ez az osztályozás 13 típust különít el. A típusokat az 1. táblázatban mutatjuk be, feltüntetve a makroszinoptikus helyzet Péczely által alkalmazott jelölését is (Péczely, 1957), és a vezető áramlás irányát. Az 1. táblázatban a 13 típust a csapadék kialakulása szempontjából ellentétes mechanizmust előidéző szinoptikus szituációk szerint két fő osztályba soroltuk: ciklonális és anticiklonális irányítású helyzetekbe.

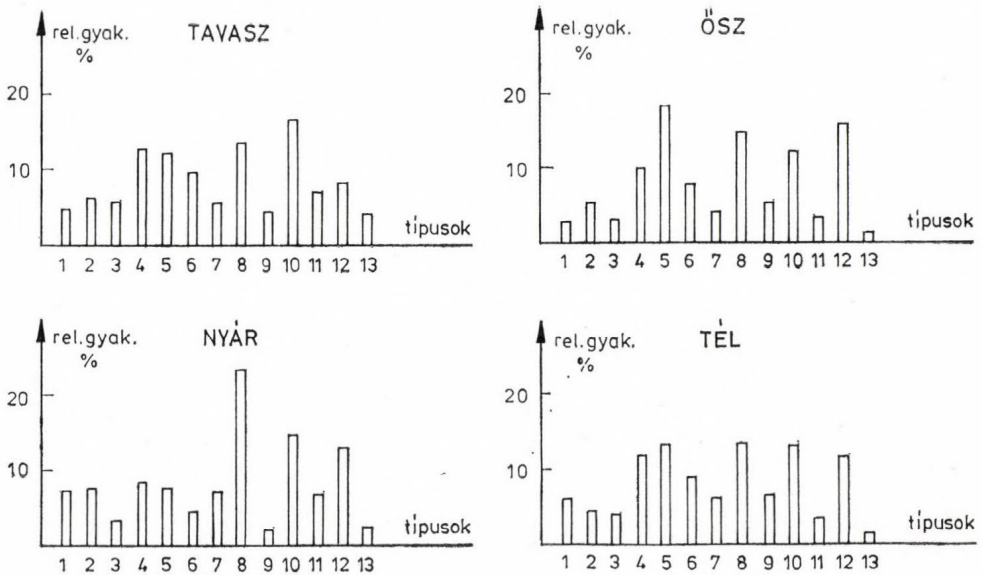
1. TÁBLÁZAT  
A Péczeley-féle típusrendszer

Áramlás iránya	Ciklonális irányítású helyzetek	Anticiklonális irányítású helyzetek
Északi irányítás	mCc meridionális irányítású ciklonális hátoldali helyzet (cikloncentrum Ukrajna vagy ÉK-Európa felett) CMc mediterrán ciklon hátoldali áramlásrendszere (cikloncentrum DK-Európa felett)	AB anticiklonális peremhelyzet (anticiklon centruma a Brit-szigetek felett)
Déli irányítás	mCw meridionális irányítású ciklon előoldala (cikloncentrum Ny-Európa felett) CMw mediterrán ciklon előoldali áramlási rendszere (cikloncentrum a Kárpát-medencétől délnyugatra)	Ae anticiklon hátoldali áramlási rendszere, (anticiklon centrum K-Európa felett)
Nyugati irányítás	zC zonális irányítású ciklonális helyzet, ciklonrendszer déli pereme (cikloncentrumok 55°N-től északra)	Aw anticiklon keleti pereme „orr helyzet” (anticiklon centrum a Kárpát-medencétől nyugatra) As anticiklon északi pereme (centrum Dél-Európa felett)
Keleti irányítás		An anticiklon déli pereme (anticiklonális övezet Európa északi része felett) AF Fennoskandináv anticiklon, centrum Skandinávia térségében
Centrum helyzet	C cikloncentrum Magyarország felett	A anticiklon centrum Magyarország felett

A Péczeley-féle makroszinoptikus típusok relatív gyakoriságát az 1951—1980 közötti időszakból számítva az 1. ábrán tüntettük fel, évszakonkénti bontásban. A statisztikai feldolgozáshoz a makroszinoptikus helyzeteket kódszámokkal kezeltük az alábbi kulcs szerint:

1 = mCc	4 = mCw	7 = zC	10 = An
2 = AB	5 = Ae	8 = Aw	11 = AF
3 = CMc	6 = CMw	9 = As	12 = A
			13 = C

A munkához felhasználtuk a Péczeley által készített makroszinoptikus helyzetek katalógusát (Péczeley, 1983). Az 1. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy Aw és An minden évszakban gyakori típus. Tavasszal és télen gyakran előforduló cirkulációs típus mCw és Ae. Az anticiklon centrum helyzet tavasz kivételével minden évszakban szignifikáns gyakoriságot mutat.



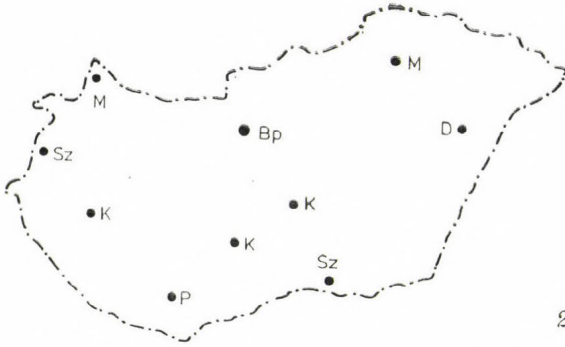
1. ábra. A Péczy-féle makroszintoptikus típusok relatív gyakorisága évszakonkénti bontásban az 1951—1980 időszakból számítva

### 1.3. A csapadékeloszlás cirkulációs típusonként

Számos feltételes klimatológiai feldolgozás bizonyítja, hogy a makroszintoptikus helyzetekhez jellegzetes csapadékeloszlás tartozik (Péczy, 1961; Klein, 1963; Girsz, 1974; Maller et al., 1986). A cirkulációs típusok és a csapadék közötti kapcsolatot használtuk fel a csapadék kialakulás valószínűségének a meghatározására, amelynek közismert rövidítése az angol nyelvű irodalomban PoP (*Probability of Precipitation*). A feldolgozásunk során kiszámítottuk az operatív gyakorlatban előforduló különböző csapadék-küszöbértékek túllépésének valószínűségeit, a relatív csapadékhozamot és az átlagos napi csapadékot.

#### 1.3.1. A felhasznált adatok

Az 1951—1980 közötti 30 évi időszakból a Péczy-féle makroszintoptikus típusok naponkénti kódjait és 10 magyarországi állomás napi csapadékadatait — azaz a 24 órás csapadékmennyiségekre vonatkozó értékeket — vontuk a vizsgálatba. A 2. ábrán mutatjuk be az alkalmazott állomáshálózatot, azért választottuk ezeket a törzsállomásokat, mert hosszú csapadékadat-sorozattal rendelkeznek és a BASF adatbázisban rendelkezésre állnak. A 2. ábrán szereplő állomáshálózat nem elég sűrű ahhoz, hogy a magyarországi csapadékeloszlás térbeli részleteit feltáró szinoptikus klimatológiai vizsgálatokat végezzünk. Ahhoz azonban megfelel, hogy a különböző makroszintoptikus típusok csapadékviszonyaira utaló becsléseket kapjunk a vizsgálatba bevont 10 állomás szűk környezetére. A feldolgozás eredményei emellett lehetővé tesznek egy nagyvonalú tájékozódást a csapadékeloszlásra vonatkozóan a Ny-K vagy É-D irányban fellépő egyenlőtlenségek kimutatására.



2. ábra. Az alkalmazott állomáshálózat

A szinoptikus klimatológiai feldolgozást az OMSZ BASF számítógépén végeztük. A feltételes klimatológiai karakterisztikákat (Koppány, 1978) évszakonkénti bontásban határoztuk meg, így sikerült biztosítanunk még a legritkábban fellépő C típusnál is 50 esetszámot.

### 1.3.2. A csapadékra vonatkozó feltételes klimatológiai karakterisztikák

Évszakos bontásban városonként minden egyes makroszinoptikus típushoz meghatároztuk az alábbi szinoptikus klimatológiai jellemzőket: csapadék-küszöbértékek túllépésének feltételes valószínűségeit az átlagos napi csapadékot a relatív csapadékhozamot.

### 1.3.3. Csapadék-küszöbértékek túllépésének feltételes valószínűségei

A csapadék-küszöbérték túllépési valószínűségeinél a következő határokat alkalmaztuk: 0, 3, 5, 10 és 20 mm-t. Az alábbi feltételes valószínűségeket számítottuk ki:

$$\begin{array}{ll}
 p_j (R_j = 0/T) & p_j (R_j > 5/T) \\
 p_j (R_j > 0/T) & p_j (R_j > 10/T) \\
 p_j (R_j > 3/T) & p_j (R_j > 20/T),
 \end{array}$$

ahol

$R$  — a csapadék

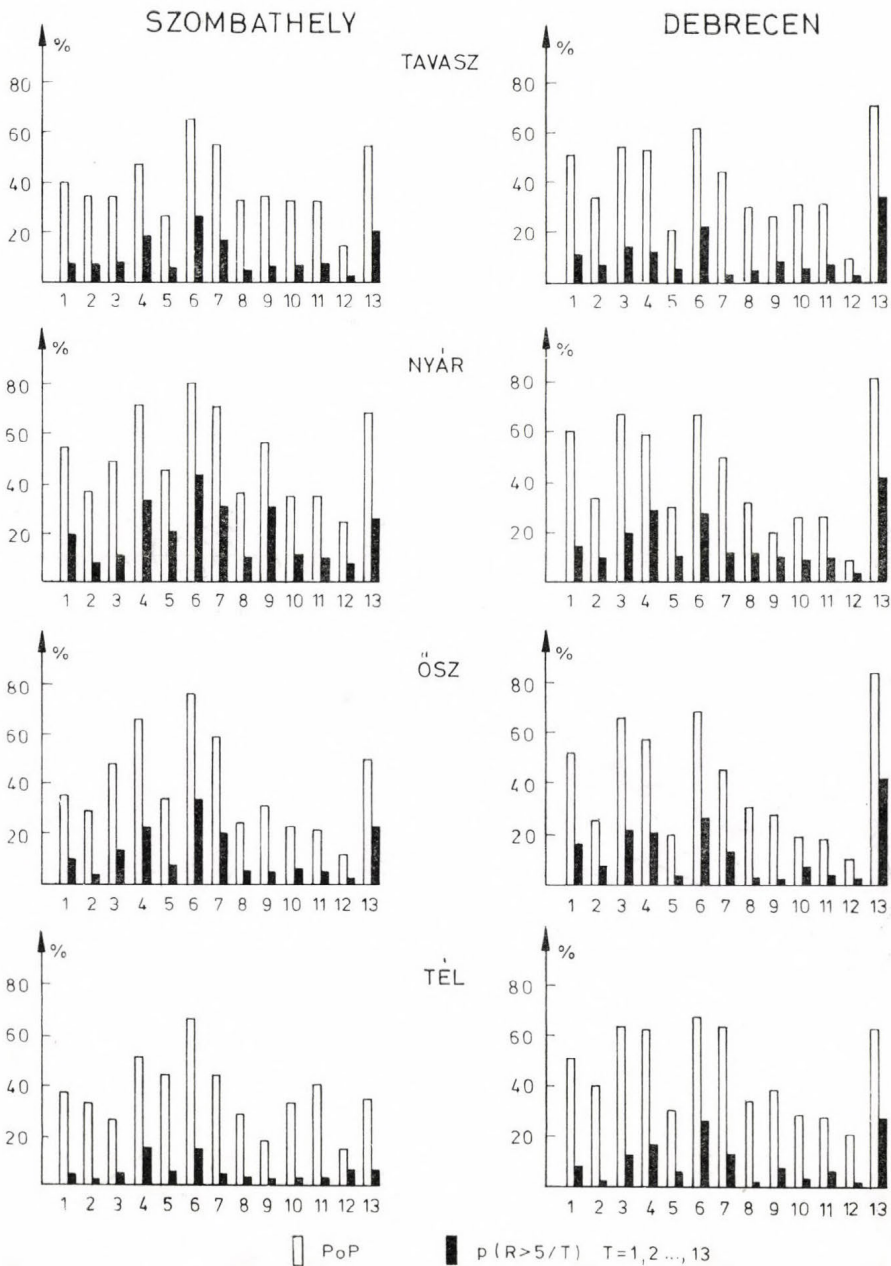
$j$  — az állomás sorszáma utaló index  $j = 1, 2, \dots, 10$ .

$T$  — a kódolt cirkulációs típus  $T = 1, 2, \dots, 13$ .

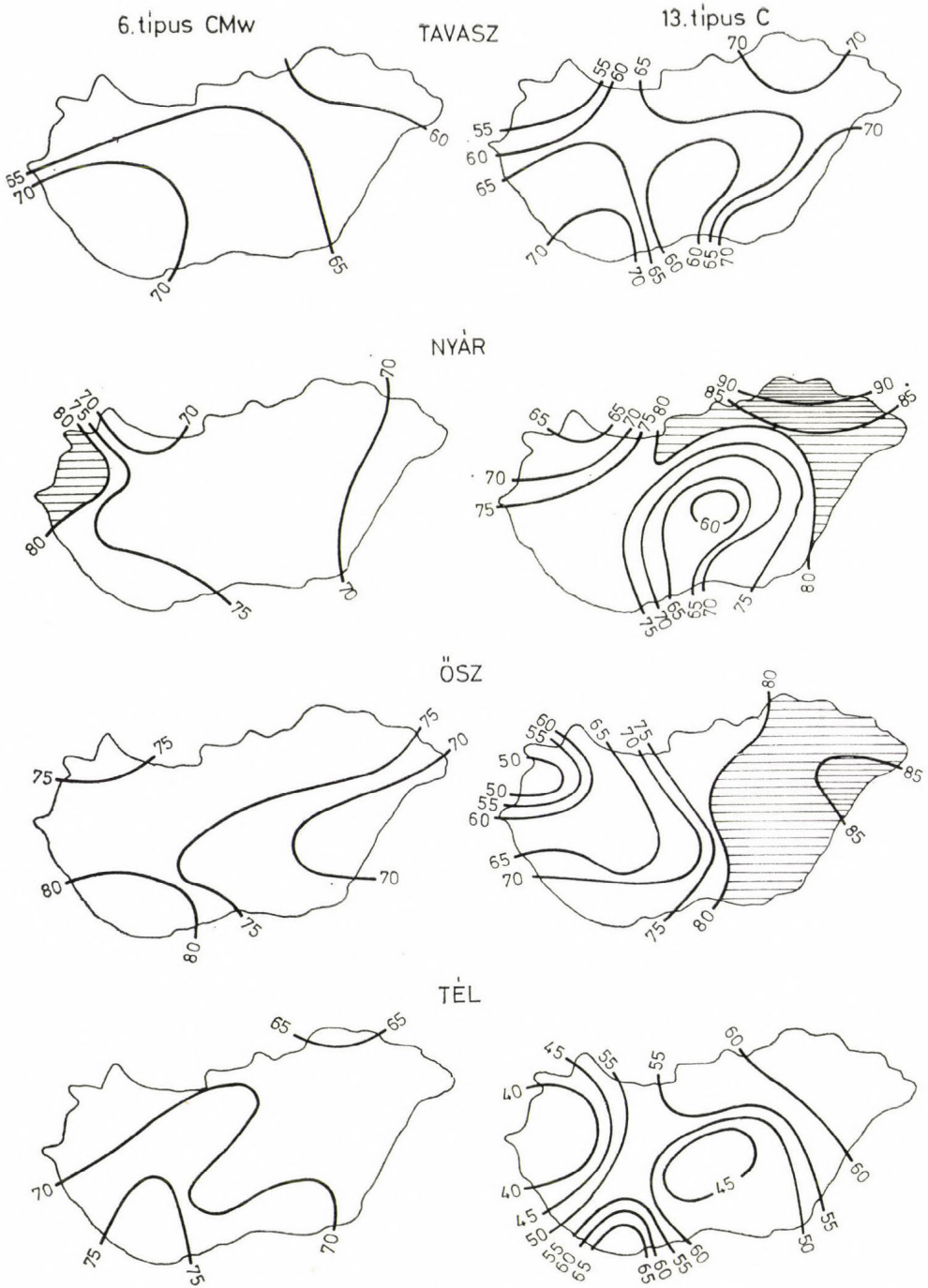
$p$  — a zárójelben megadott küszöbértéket meghaladó csapadék kialakulásának valószínűségét jelenti a  $T$  típus fennállása esetén

Száraznak azokat a napokat tekintettük, amelyeken nem hullott mérhető mennyiségű csapadék. Így az  $R = 0$  kategória a 0 mm és a nyom csapadékot jelenti. Mivel  $R = 0$  és  $R > 0$  kategóriák teljes eseményrendszert alkotnak, így fennáll  $p(R = 0/T) + p(R > 0/T) = 1$ .

Állomás-hálózatunk legnyugatibb és legkeletibb pontjára (Szombathelyre és Debrecenre) bemutatunk az operatív munkáknál gyakran használatos küszöbértékre vonatkozó feltételes valószínűségeket %-ban (3. ábra). A csapadék-kialakulás valószínűségét ( $PoP$ ) és az 5 mm-t meghaladó napi csapadékmennyiség valószínűségeit állapíthatjuk meg az ábráról az egyes makroszinoptikus típus-



3. ábra. Csapadék kialakulásának valószínűsége (PoP) és az 5 mm/nap küszöböt meghaladó mennyiségű csapadék valószínűsége  $p(R > 5/T)$   $T=1, 2, \dots, 13$ . (Szombathely, Debrecen)



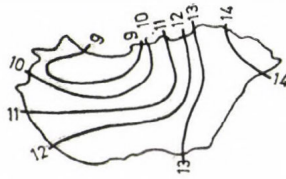
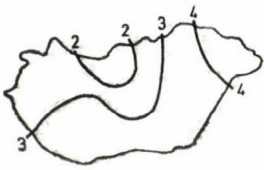
4. ábra. PoP területi eloszlása cikloncentrum és a mediterrán ciklon előoldali áramlásrendszerének helyzeteknél

sokra vonatkozóan évszakonként. A csapadékos jelleget mutató pozitív szignifikáns eltérés a leggyakrabban  $6 = CMw$ ,  $4 = mCw$ ,  $13 = C$  és a  $7 = zC$  makroszinoptikus helyzeteknél mutatkozik. Az említett négy ciklonális típust mind a négy évszakban csapadékos jellegűnek találtuk. E négy típuson kívül Debrecenben  $3 = CMc$  és  $1 = mCc$  ciklonális hátoldali helyzetek is csapadékosnak minősíthetők. A száraz jelleget jelentő negatív irányú szignifikáns eltérés a  $12 = A$  típusnál tapasztalható. Legnagyobb a csapadékvalószínűség a cikloncentrum ( $13 = C$ ) és a mediterrán ciklon előoldali áramlásrendszere ( $6 = CMw$ ) helyzeteknél, e két makroszinoptikus típushoz tartozó csapadékvalószínűségek területi eloszlását is bemutatjuk a 4. ábrán. Feltűnő, hogy télen a  $13 = C$  típusnál a csapadék kialakulásának valószínűsége az ország nyugati és középső részén csak 50%.

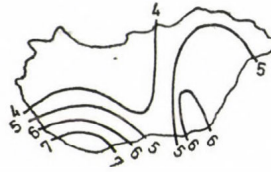
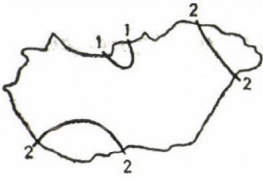
### 1.3.4. Átlagos napi csapadék

Cirkulációs típusonként minden egyes városra meghatároztuk az átlagos napi csapadékot. Az 5. ábrán az első oszlopban bemutatjuk az átlagos napi csapadék területi eloszlását a különböző makroszinoptikus típusoknál egyetlen évszakra, a nyárra. Legnagyobb a napi csapadék átlaga a  $6 = CMw$ , a  $4 = mCw$  és a  $13 = C$  típusoknál. Az ábráról megállapíthatjuk, hogy az átlagos napi csapadék legnagyobb értékei (5–9 mm), cikloncentrumok és mediterrán ciklonok melegfrontjának áthaladása idején alakulnak ki Magyarországon ( $13 = C$  és  $6 = CMw$ ). A meridionális irányítású ciklonális előoldali helyzet ( $4 = mCw$ ) a Dunántúlon 5 mm feletti, az ország délkeleti részében viszont kevéssel 3 mm alatti napi csapadékot hoz a nyári hónapokban. A  $6 = CMw$  típus során és a  $4 = mCw$  helyzetben a csapadék területi eloszlása hasonló jellegű: az ország délnyugati, nyugati részétől kelet felé csökken, ugyanakkor a  $6 = CMw$  átlagos napi csapadéka közel kétszerese a  $4 = mCw$  típushoz tartozó napi csapadéknak. Mediterrán ciklon hátoldali áramlásrendszerében ( $3 = CMc$ ) országsszerte 3 mm feletti átlagos napi csapadék a jellemző. Az  $1 = mCc$  makroszinoptikus helyzetben az ország északkeleti része jut jelentősebb mennyiségű csapadékhoz (4–5 mm közötti értékhez) a nyári évszakban (5. ábra). A relatív csapadékhozam területi alakulását különböző makroszinoptikus típusok esetén az 5. ábra második oszlopában mutatjuk be.

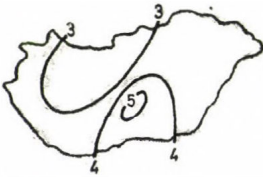
Az év többi évszakára a különböző cirkulációs típusokra vonatkozó területi csapadékeloszlás tanulmányozásánál arra a következtetésre jutottunk, hogy minden évszakban a  $6 = CMw$  típus a legcsapadékosabb országsszerte, bár a csapadék területi eloszlása nem egyenletes, a Dunántúlon ennél a típusnál minden évszakban lényegesen több az átlagos napi csapadék, mint az ország keleti részében. A  $13 = C$  típus az ország keleti térségében az egész év folyamán jelentős mennyiségű csapadékkal jár, a Dunántúlon viszont télen nem hoz sok csapadékot ez a cirkulációs típus. A  $3 = CMc$  helyzetnél a mediterrán ciklon hátoldali áramlásrendszerével kapcsolatos csapadékeloszlás nemcsak nyáron, hanem tavasszal és ősszel is kitűnik az ország északkeleti térségében a nagy csapadékaival, ugyanakkor ezt a sajátosságot ennél a típusnál télen nem mutatjuk ki. Az  $1 = mCc$  helyzetben Ukrajna feletti centrumú ciklon hidegfrontjával kapcsolatos csapadékbevitel csupán a nyári hónapokban számottevő az ország északkeleti területén, az év többi részében ez a helyzet nem jár jelentős mennyiségű csapadékkal ebben a térségben sem. A  $4 = mCw$  helyzet minden évszakban a csapadékos típusokhoz tartozik, és a csapadékbevitel a Dunántúlon nagyobb, mint az Alföldön.



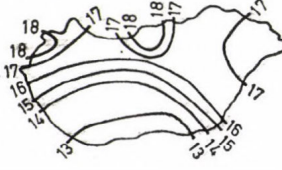
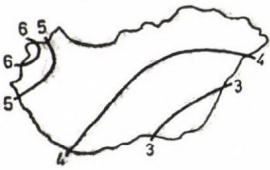
1. típus: mCe  
Meridionális irányítású ciklonális  
hátoldali helyzet  
Esetszám: 232



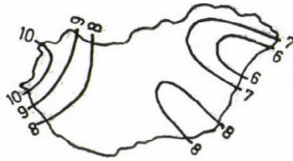
2. típus: AB  
Anticiklon a Brit-szigetek fölött  
Esetszám: 177



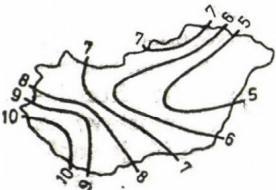
3. típus: CMc  
Mediterrán ciklon hátoldali áram-  
lási rendszere  
Esetszám: 63



4. típus: mCw  
Meridionális irányítású ciklon elő-  
oldala  
Esetszám: 237



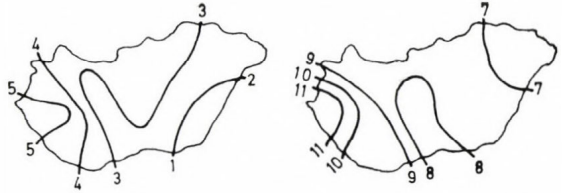
5. típus: As  
Anticiklon Magyarországtól  
keletre  
Esetszám: 212



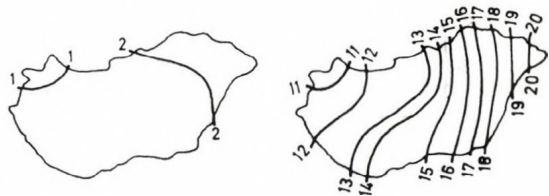
6. típus: CMw  
Mediterrán ciklon előoldali áram-  
lási rendszere  
Esetszám: 93

5. ábra. Az átlagos napi esapadék és a relatív  
bőző cirkulációs típusok

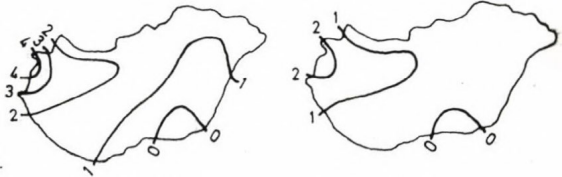
7. típus: ZC  
Zonális nyugati irányítású ciklonális helyzet  
Esetszám: 167



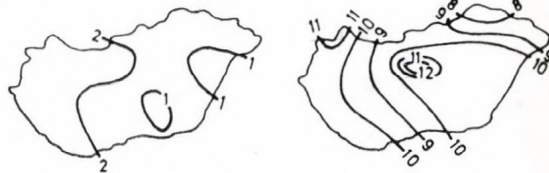
8. típus: Aw  
Anticiklon hazánktól nyugatra  
Esetszám: 630



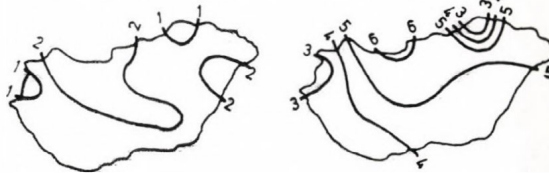
9. típus: As  
Anticiklon középpontja hazánktól délre  
Esetszám: 40



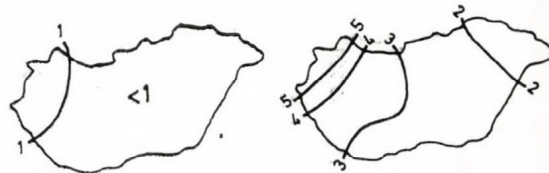
10. típus: An  
Anticiklon középpontja hazánktól északra  
Esetszám: 380



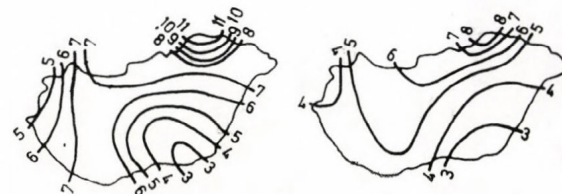
11. típus: AF  
Fennoskandináv anticiklon  
Esetszám: 140



12. típus: A  
Anticiklon centrum hazánk felett  
Esetszám: 340



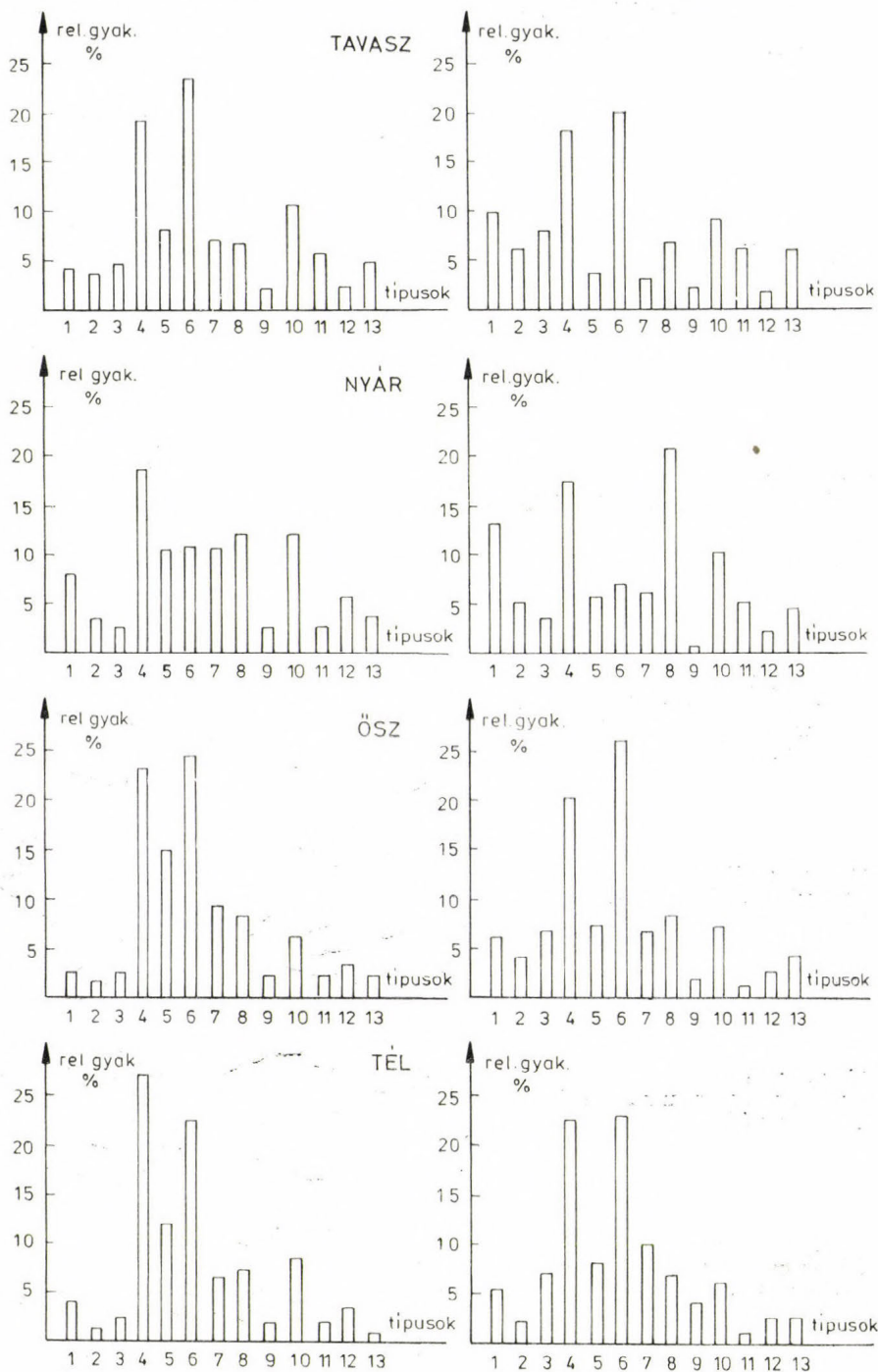
13. típus: C  
Ciklon centrum hazánk felett  
Esetszám: 49



csapadékhozam területi alakulása a külön-  
esetén a nyári évszakban

## SZOMBATHELY

## DEBRECEN



6. ábra. Relatív csapadékhozam (rel. cs. h.) évszakos bontásban cirkulációs típusonként Szombathely és Debrecen térségére

### 1.3.5. Relatív csapadékhozam évszakonként

Az évszakos bontású relatív csapadékhozam azt fejezi ki, hogy egy meghatározott cirkulációs típus során az év adott évszakában lehulló csapadék ezen időszak összes csapadékának hány százaléka. A relatív csapadékhozam függ az adott makroszinoptikus helyzet átlagos napi csapadékától, a helyzet gyakoriságától, végeredményben azt mutatja, hogy a vizsgált cirkulációs típus milyen arányban vesz részt egy meghatározott évszak csapadékának kialakításában. A relatív csapadékhozam értékeit százalékban határoztuk meg. Az 5. ábra jobb oldali részén a relatív csapadékhozam területi eloszlását mutatjuk be minden egyes cirkulációs típusra, a *nyári évszakra* vonatkozóan. *Nyáron a Dunántúlon a 4 = mCw helyzet mellett több típus szerepel közel azonos értékű nagyobb relatív csapadékhozammal az 5 = Ae, 6 = CMw, 7 = zC, 8 = Aw, 10 = An és az 1 = mCc helyzetek vesznek részt nagyobb súllyal a nyári csapadék kialakításában. Az ország keleti térségében pedig legnagyobb mértékben a 8 = Aw, a 4 = mCw, az 1 = mCc típusok járulnak hozzá a nyári hónapok csapadékbevételéhez.*

A 6. ábrán az év egészére mutatjuk be a relatív csapadékhozamot két állomásra (Szombathelyre és Debrecenre). Ezt az ábrát figyelembevétel és a feldolgozásunkba bevont többi állomásra vonatkozó számításokat, azt állapítottuk meg, hogy a 6 = CMw cirkulációs típus csapadékhozama *őszől tavaszig a legnagyobb (20—25% közötti érték), a Dunántúlra is és az Alföldre is jellemző ez az arány. A 4 = mCw helyzet tavasszal és nyáron 17—19%, ősszel és télen pedig 20—27% relatív csapadékhozamot biztosít. Ezekből következik, hogy az őszi, téli és a tavaszi csapadék 45—50%-a a 6 = CMw és a 4 = mCw helyzetek fennállásakor hullik le, nyáron viszont ez a két cirkulációs típus csak 20—27%-ban vesz részt az évszakos csapadékhozam kialakításában. Az évi csapadékhozam kialakításában a 8 = Aw helyzetnek csak a nyári csapadékbevételnél van kiemelt szerepe (a Dunántúlon 10—14%, a keleti területeken 16—20%), a többi évszakban ez a típus jelentéktelen csapadékhozamot képvisel. A ciklon hátoldali helyzet (1 = mCc) a keleti, északkeleti területek évi csapadékbevételéhez 6—10%-ban járul hozzá — különösen nyáron vesz részt nagyobb súllyal a csapadékhozam összetételében (12—15% értékkel). Ugyanakkor a Dunántúlon ez a cirkulációs helyzet évi viszonylatban mindössze csak 3—5% relatív csapadékhozamot képvisel, még nyáron sem éri el a 10%-ot.*

### 2. Valószínűségi csapadékelőrejelzés 1—5 napra a cirkulációs helyzetek figyelembevételével

Az előző fejezetben a csapadékeloszlást a cirkulációs típusok függvényében határoztuk meg. A Péczy-féle makroszinoptikus időjárási helyzetekhez tartozó csapadék-kialakulási valószínűség, vagy a 3 mm, 5 mm, 10 mm és 20 mm küszöbértékek túllépési valószínűségei segítséget nyújthatnak egy objektív középtávú valószínűségi csapadék-előrejelzés operatív rendszerének továbbfejlesztéséhez.

Hazánkban az operatív gyakorlatban a középtávú csapadékelőrejelzésre évtizedek óta valószínűségi megközelítést alkalmazunk (Koppány, 1972; Bodolainé, 1967; Koppány, 1975). A középtávú prognosztikában más meteorológiai szolgálatoknál is készítenek valószínűségi csapadékelőrejelzéseket. Az Amerikai Egyesült Államokban az NMC-nél 1965-től szubjektív majd 1972-től objektív rendszert hoztak létre a csapadék valószínűségi előrejelzéséhez (Lowry és Glahn, 1976; Arritt és Frank, 1985; Murphy et al., 1985; Miller és Leslie, 1985). Hol-

landiában 1980-tól készítenek valószínűségi csapadékelőrejelzéseket (*Daan és Murphy, 1982; Murphy és Daan, 1984*). Ausztrália (*Miller és Leslie, 1985*) és az NSZK meteorológiai szolgálatánál is találkozunk ezzel az előrejelzési formával (*Freadrich és Müller, 1986*).

### 2.1. Operatív rendszer az objektív valószínűségi csapadékelőrejelzéshez

A KEI operatív előrejelzési rendszere az 1—5 napos előrejelzési tartományban a meteorológiai világközpontok numerikus produktumainak objektív és szubjektív interpretálásán alapul. A numerikus produktumok közül a talajközeli nyomásmezőre vonatkozó előrejelzéseket vesszük figyelembe a várható cirkulációs típusok meghatározásánál azzal a feltételezéssel, hogy az előrejelzett nyomásmezők tökéletesek. A 120—144 óráig érvényes 24 órás bontású talajmenti nyomásmezők előrejelzett rácspont értékei alapján a következő 5 napos időszak minden egyes napját besoroljuk a megfelelő Péczy-féle makroszinoptikus típusba. Az operatív gyakorlatban alkalmazott csapadék-küszöbértékek túllépési valószínűségét a következő 5 nap során naponkénti bontásban adhatjuk meg, ha az előrejelzett cirkulációs típusokhoz hozzárendeljük a típushoz tartozó feltételes valószínűségi karakterisztikákat.

### 2.2. A cirkulációs típusok figyelembevételén alapuló valószínűségi csapadékelőrejelzések értékelése

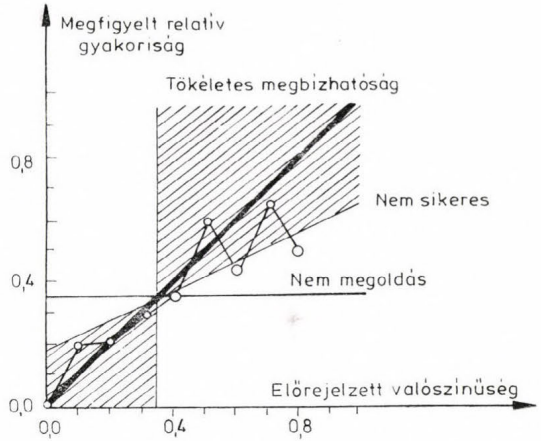
A továbbiakban egyetlen esemény:  $R > 0$  mm azaz a csapadék bekövetkezésének előrejelzését tekintjük prognosztikai feladatunknak. A csapadék kialakulásának valószínűségi formájú prognosztizálását az előrejelzett Péczy-típusokhoz tartozó PoP értékek megadásával oldhatjuk meg. A következő napokban várható makroszinoptikus típusokat ebben a kísérletben a *washingtoni WMC + 24, + 48, + 72, + 96 és + 120 órára vonatkozó előrejelzett talajmenti nyomásmezők* alapján határoztuk meg, előállítva a *Péczy-féle típusok kódsorozatát* 5 napra, naponkénti bontásban a 00 UTC időpontra:

$$T_{+1} T_{+2} T_{+3} T_{+4} T_{+5}$$

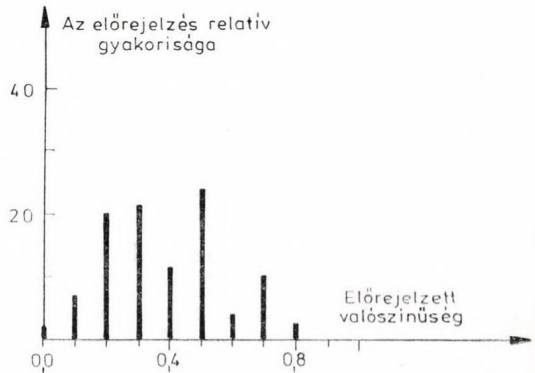
(ahol  $T$  a Péczy-féle típusok jelölése,  $T = 1, \dots, 13$ ; az indexek az előrejelzés napját jelölik). A csapadék kialakulásának valószínűségét 24 órás időszakokra bontva a washingtoni előrejelzésekből előállított Péczy típusok segítségével határoztuk meg a

$$p(R > 0 \text{ mm}/T)$$

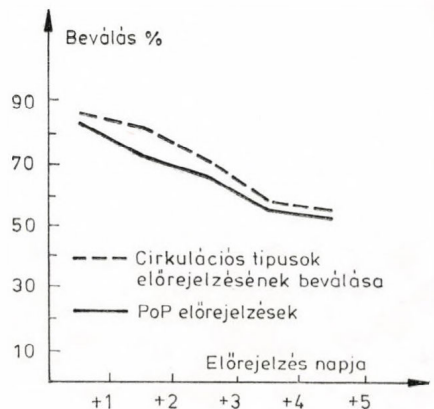
feltételes valószínűségi értékek hozzárendelésével. Kísérletünkben 1987. január 1—1987. június 30. közötti periódusra vonatkozó washingtoni grid előrejelzésekre szorítkoztunk (összesen 816 előrejelzés állt rendelkezésünkre). Ezek alapján készítettük el a PoP előrejelzéseket egyetlen állomásra (Budapest térségére). A kísérleti PoP előrejelzéseket *Murphy és munkatársai (1985)* által bemutatott verifikálási módszerrel értékeltük. A 72—96 órás időszakra vonatkozó PoP előrejelzések verifikálását a 7. ábrán mutatjuk be. A vízszintes tengely az esemény bekövetkezésének előrejelzett valószínűségét, a felső függőleges tengely az ekkor megfigyelt esetek relatív gyakoriságát mutatja. A tökéletes előrejelzéseket a 45°-os hajlásszögű egyenes reprezentálja (*Perfect reliability*). A „nem megoldás” vonal a PoP klímaelőrejelzését jelenti, amelynek értéke Budapestre



7. ábra. 1987. március 1—1987. május 31. között a 4-ik napra szóló budapesti PoP előrejelzések verifikációja. (Az átlagos klimatológiai gyakoriság 0,37. A vonalkázott tartományba eső verifikációs pontok a sikeres előrejelzéseket reprezentálják.)



az 1951—1980 évekből számítva a téli évszakban 0,40, tavasszal 0,37 és nyáron 0,35. A 7. ábrán a *vonalkázott rész a klimatológiainál sikeresebb prognózisok tartományát* jelöli. A tört vonal az előrejelzési kísérletünk eredményét mutatja. Az alsó grafikonon az egyes előrejelzett valószínűségek relatív gyakoriságát közöltük. A 7. ábra részletes képet ad a 72—96 órás PoP előrejelzéseink minő-



8. ábra. 1987. január 1—június 30. közötti időszakra vonatkozó PoP előrejelzések verifikációja (az előrejelzett típusok az USA WMC grid formátumú prognózisaiából származtatva)

ségéről, a sikertelen prognózisok jellegéről és arányáról. Az ábra alapján könnyen meghatározhatjuk a jó prognózisok gyakoriságát. A 0—120 órás előrejelzési tartomány többi napjára is kiszámítottuk a jó prognózisok arányát és a teljes kísérleti időszakra vonatkozó értékeket a 8. ábrán közöljük.

A PoP előrejelzés bevétele szoros kapcsolatban van a numerikus háttér-előrejelzések sikerességével. A washingtoni grid előrejelzésekre alapozott közép-európai makroszintoptikus típusok a 12—72 órás időszakban 85—70%, a 72—120 órás tartományban 65—55% skillt mutatnak (Kapitány és Maller, 1989). A grid előrejelzésekből meghatározott cirkulációs típusok bevétele, és a várható cirkulációs típusokra alapozott PoP előrejelzések sikeressége a prognózis érvényességi idejével közel azonos mértékben csökkent oly módon, hogy a PoP prognózisok bevétele minden időlépcsőben a cirkulációs helyzetekre vonatkozó előrejelzések bevétele alatt marad (8. ábra).

### 3. Összefoglaló megjegyzések

A cirkulációs típusokhoz tartozó csapadékküszöbértékek túllépésének feltételes valószínűségei nem véletlenszerű eloszlást mutatnak. Az egymáshoz közeli meteorológiai állomások esetén ugyanazon cirkulációs típus fennállásakor a feltételes valószínűségek értékei csak kis mértékben térnek el egymástól. A különböző cirkulációs helyzetekhez tartozó feltételes valószínűségek viszont lényeges eltérést mutatnak (3. és 4. ábra). Megállapíthatjuk, hogy minden évszakban nagy valószínűséggel várható csapadék a mediterrán ciklon és a meridionális irányítású ciklon előoldali áramlási rendszerében (6. és 4. típus). Lokális csapadék létrejöttéhez a ciklon hátoldali helyzetek biztosítanak kedvező feltételt (1. és 3. típus). A 0 mm, 3 mm, 5 mm, 10 mm és 20 mm küszöbértékek túllépési valószínűségének előrejelzése a 2. ábrán bemutatott 10 meteorológiai állomásra kapott feltételes valószínűségekkel megoldható. A makrocirkulációs típusokhoz tartozó csapadék-küszöbértékek túllépési valószínűségeiből csapadék kategóriák valószínűségeit is meghatározhatjuk. A kísérleti PoP előrejelzések verifikációja szerint biztató eredményeket várhatunk a cirkulációs helyzetekhez tartozó csapadékeloszlás figyelembevételével (8. ábra).

### IRODALOM

- Ambrózy P., Bartholy J. és Gulyás O., 1983: Évszakos bontású makroszintoptikus típusok kialakítása clusteranalízissel az atlanti-európai térségre. *Meteorológiai Tanulmányok* No. 39.
- Arritt, R. W. and Frank, W. M., 1985: Experiments in probability of precipitation amount forecasting using Model Output Statistics. *Mon. Wea. Rev.* 113, 1837—1851.
- Bartholy J. és Kaba M., 1987: A Hess—Brezowsky-féle makroszintoptikus típusok meteorológiai-statisztikai elemzése és korrekciója. *Meteorológiai Tanulmányok*, No. 57.
- Bodolainé Jakus E., 1967: Az időjárás előrejelzések kategorikus és valószínűségi alakja. *Időjárás* 71. 369—372.
- Bodolainé Jakus E., 1983: Árhullámok szinoptikai feltételei a Duna és a Tisza vízgyűjtő területén. *OMSZ Hivatalos Kiadványai* 56, Budapest.
- Daan, H. and Murphy, A. H., 1982: Subjective probability forecasting in the Netherlands: some operational and experimental results. *Meteor. Rundsch.* 35, 99—112.
- Freadrich, K. and Müller, K., 1986: On single-station forecasting: probability of precipitation in Berlin. *Beitr. Phys. Atmos.* 59, 427—434.
- Girsz, A. A., 1974: A távelőjelzés makrocirkulációs módszere (oroszul). *Gidrometeorizdat*, Leningrád.
- Kapitány, E. and Maller, A., 1989: Hungarian experiences in the use of NWP pro-

- ducts from the ECMWF and WMC Washington. OMSZ, Budapest.
- Klein, W. H., 1963: Specification of precipitation from the 700-mb circulation. *Mon. Wea. Rev.* 91, 10–12.
- Koppány, Gy., 1972: Medium-range forecasting of rainfall and temperature in Hungary. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 39, Budapest.
- Koppány Gy., 1975: A meteorológiai előrejelzések verifikációjának módszerei. *Meteorológiai Tanulmányok* No. 5.
- Koppány Gy., 1978: *Távprognosztika*. Egyetemi Tankönyvkiadó, Budapest.
- Lowry, D. A. and Glahn, H. E., 1976: An operational model for forecasting probability of precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 104, 221–232.
- Maller A., 1983: Száraz periódusok makroszinoptikai analízise. *Időjárás* 87, 83–93.
- Maller A., Németh E. és Sallai M., 1986: Tartósan csapadékos időjárási helyzetek Magyarországon. *Légtér*, No. 1., 25–29.
- Müller, A. J. and Leslie, L. M., 1985: Short-term single-station probability of precipitation forecasting using linear and logistic models. *Beitr. Phys. Atmos.* 58, 1198–1205.
- Murphy, A. H. and Daan, H., 1984: Impacts of feedback and experience on the quality of subjective probability forecasts: comparison of results from the first and second years of the Zierkzee experiment. *Mon. Wea. Rev.* 112, 413–423.
- Murphy, A. H., Hsu, W., Winkler, R. L. and Wilks, D. S., 1985: The use of probabilities in subjective quantitative precipitation forecasts: some experimental results. *Mon. Wea. Rev.* 113, 2075–2089.
- Péczely, Gy., 1957: Grosswetterlagen in Ungarn. *OMI Kisebb Kiadványai* 30, Budapest.
- Péczely Gy., 1961: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. *OMI Kisebb Kiadványai* 32, Budapest.
- Péczely Gy., 1983: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 53, Budapest.
- Rudometov, M. V., 1964: Az atmoszférikus cirkuláció lokális indexeinek alkalmazása a hidrológiai előrejelzéseknél (oroszul). *Trudi UNIGI* 46, Leningrád.
- WMO, 1970: Estimation of maximum floods. Report of a Working Group of the Commission for Hydrometeorology. *Technical note* 98, Geneva
- WMO, 1974: Manual for estimation of probable maximum precipitation. *Operational Hydrology Report* 332, Geneva.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A mennyiségi csapadékelőrejelzés lehetőségei és módszerei

ŰJVÁRY KATALIN

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

A mennyiségi csapadékelőrejelzés a meteorológia egyik legnehezebb feladata. Az egyre fejlettebb meteorológiai mérőrendszerek alkalmazásával a különböző tér- és időléptékben fellépő csapadérendszer mind jobban megismerhetők, és így a bennük rejlő fizikai folyamatok modellezése lehetővé válik. Ennek köszönhetően a kezdetben a csapadékhordozó rendszerekhez kötött minőségi előrejelzések napjainkban egyre inkább kiegészülnek a numerikus módszerekre alapozott mennyiségi előrejelzésekkel. A dolgozatban rövid áttekintést adunk a rövidtávú mennyiségi csapadékelőrejelzések lehetséges módszereiről és bemutatjuk a hidrológiai célú mennyiségi csapadékelőrejelzések Magyarországon alkalmazott módszerét.

\*

*Possibility and methods of quantitative precipitation forecast.* Quantitative precipitation forecast is one of the most difficult problems in meteorology. Using meteorological radar and satellite information together with conventional meteorological data, the precipitation systems occurred on different time and space scale can be learnt better, and so physical processes in precipitation systems can be modelled. Due to this development the qualitative forecasts connected with precipitation supporting objects can be completed by quantitative forecast based on numerical methods. This work reports on the possible methods of quantitative precipitation forecasts and shows the technique used in Hungary for preparing quantitative precipitation forecasts for hydrological purposes.

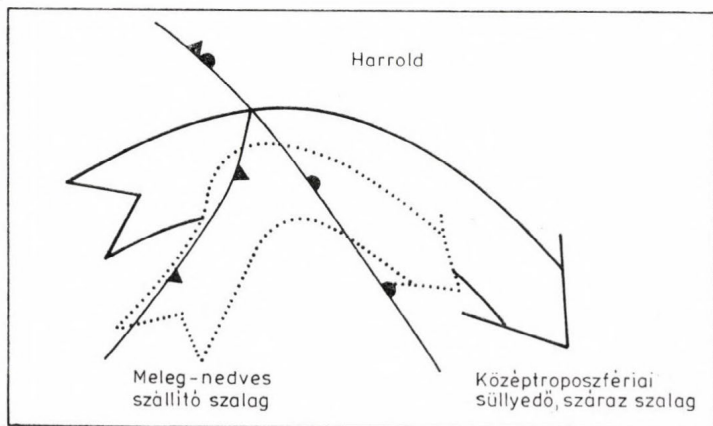
*Bevezetés.* A csapadékképződés alapvető fizikai oka a lehűlés nyomán bekövetkező kondenzáció és a légköri instabilitás. Ez már a meteorológia korai időszakában ismert volt. A csapadék előrejelzése azonban még ma is a meteorológia legnehezebb feladatai közé tartozik.

A csapadék rövidtávú előrejelzésének két fő kérdése a következő: 1. lesz-e a következő 12—24 órában csapadék, 2. mennyi csapadék lesz egy adott helyen, vagy területen.

Az első kérdés a szinoptikus léptékű légköri folyamatok ismerete alapján megválaszolható és sikeres előrejelzések adhatók, bár kisebb terület és rövidebb időszakok esetén ehhez a mezo-rendszerek ismerete is szükséges. Ezzel szemben a második kérdés megoldását csupán a század közepétől, a numerikus modellek megjelenésével kísérelték meg. Ezek az előrejelzések azonban sokszor még ma sem elégték ki a gyakorlat, különösen a hidrológiai felhasználó igényeit.

## 1. Időjárási rendszerek és a csapadék

A csapadék és a légköri mozgásrendszerek kapcsolatát *Bjerknes* 1918-ban megjelent tanulmányában tárta fel. A bergeni iskola — *V. Bjerknes, J. Bjerknes, Solberg, Bergeron* alkotó közössége — a ciklon csapadérendszerét különböző típusú frontokhoz kapcsolta, amelyek termodinamikai és kinetikai jellemüknek megfelelő emelést biztosítanak a kondenzáció létrejöttéhez és fennmaradásához. A klasszikusnak számító ciklon modellben a meleg és hideg front felhő- és csapadérendszerét magyarázták; meleg front esetén a meleg levegő felsiklását és ezzel együtt járó dinamikus lehűlését, hideg frontnál az előrenyomuló hideg ék szerepét hangsúlyozták.



1. ábra. A talajfelszíni csapadékeloszlást meghatározó nagyléptékű áramlások (Harrold, 1973)

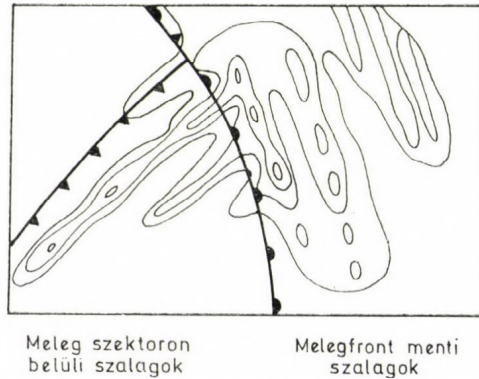
A csapadékmező szerkezete térben és időben sokkal bonyolultabb, sokkal nagyobb változatosságot mutat, mint amit a hideg és meleg frontokhoz rendelt csapadékkép megengedne. Az utóbbi évtized csapadékszinoptikai kutatásai nagyobb figyelmet szenteltek a csapadékot meghatározó makroléptékű áramlásoknak.

*Harrold* (1973) nagy jelentőségű dolgozatában modellbe foglalta össze — számos esettanulmány, mechanizmus-vizsgálat általánosításából — a csapadék eloszlását meghatározó makroléptékű áramlások rendszerét. Elképzelése szerint a csapadék létrejötté az 1. ábrán a pontozott nyíllal feltüntetett területen várható. Ez annak az alacsony szintű áramlásnak a területe, amely a délebbi szélességek meleg, nedves levegőjét a ciklon középső részei fölé szállítja. A meleg-nedves „szállítószalag” a ciklon fejlődő és érett stádiumában párhuzamos a hideg fronttal, majd a meleg front zónája fölé emelkedik és jobbra fordul. A meleg fronttal párhuzamos csapadéksáv már a meleg szektorban kialakulhat a szállítószalag meleg front zónája fölé emelkedésével. A meleg fronttól távolodva a hideg levegőben leáramlás és telítetlen légállapot található. Ezért a magasban létrejövő eső nem éri el a talajt, hanem sokszor észlelhető esőfüggönnyt alkot.

A második áramlás a középtroposzférikus süllyedő száraz szalag, amely a meleg-nedves szállítószalag fölé emelkedik és instabilitást okoz a meleg szek-

toron belül. A csapadékszalagok ciklonon belüli elhelyezkedését a 2. ábra szemlélteti.

Harrold modelljében rendkívül nagy fontossága van a meleg-nedves szállítószalag ciklonon belüli helyzetének, amely különbözhet az ábrán bemutatottól. Helyzete függ a ciklon fejlődési fázisától és az áramlás szerkezeti tulajdonságaitól. Mivel a modell a csapadékot a meleg-nedves szállítószalaghoz kapcsolja, elvileg, ha ismerjük a szállítószalagon belül a potenciálisan rendelkezésre álló kihullható vízmennyiséget, akkor a potenciálisan lehetséges csapadékot is meghatározhatjuk. A valóságban megfigyelt csapadékmennyiség azonban a különböző léptékű feláramlások eredménye, ezek osztják el a potenciálisan rendelkezésre álló vízmennyiséget mezo-, vagy mikroméretű csapadékrendszerek formájában. Harrold az elsők között foglalkozott a ciklon és a hozzá tartozó teknő-gerince rendszer áramlási szerkezetével. Modellje a mindennapi gyakorlatban is jól alkalmazható.



2. ábra. A csapadék mezoléptékű struktúrája részben okkludált nyitott meleg szektorú ciklonban (Harrold, 1973)

A 80-as években újabb modellek születtek (Ludlam, 1980; Carlson, 1980), ezekben a meleg szállítószalag mellett már a hideg szalag is szerepet játszik. Ezekkel a modellekkel is a csapadékeloszlást meghatározó makroléptékű áramlásokat igyekeztek leírni. Az utóbbi évtizedek kutatásai nyomán azonban az is világossá vált, hogy a csapadéktevékenység nagy része a légkörben mezoléptékű folyamatokhoz kapcsolódik. Fontossága miatt többen vizsgálták (Harrold és Browning, 1971; Elliott és Hovind, 1964; Browning és Harrold, 1969; Browning és Harrold, 1970; Atkinson és Smithson, 1972; Browning et al., 1973; Harrold, 1973; Browning et al., 1974; Browning et al., 1975; Astling, 1976; Atkinson és Smithson, 1978; Hobbs és Locatelli, 1978) a mezoléptékű csapadékrendszerek ciklonon belüli helyzetét, kísérletet tettek arra, hogy a nagyléptékű csapadékfolyamatokhoz, mint fő rendszerekhez kapcsolják őket, vagy feltárják a kapcsolatot a frontális folyamat mezoléptékű szerkezete és a csapadékeloszlás mezo-rendszerei között. Magyarországon mezoléptékű csapadékos objektumok vizsgálatával, mezoszínoptikai ismeretek összefoglalásával főként Bodolainé és Götz (1963 a,b), Bodolainé (1980); Bodolai és Bodolainé (1981) foglalkozott.

A mezoszínoptikai ismeretek gyakorlati alkalmazására igazán akkor kerülhet sor, ha az intenzív megfigyelési rendszerek — radar, műhold — a mezoléptékű előrejelzés mindennapi eszközeivé válnak.

## 2. A rövidtávú mennyiségi csapadékelőrejelzés módszere

A csapadék keletkezése rendkívül összetett, a lefolyását meghatározó dinamikai és termodinamikai folyamatok a makro-, mezo-, és mikroléptékű mozgásformák igen széles skáláját és sokféle változatát ölelik fel.

A mennyiségi csapadékelőrejelzési kísérletek módszereiket tekintve léptékfüggőek, de nem szabad megfeledkezni a folyamat említett bonyolultságáról. Ez az oka annak, hogy az előrejelzési kísérletek csak közelítései a tényleges folyamatnak; az eddig felállított modellek szükségképpen túl egyszerűek, amelyek számos, a csapadékképződésben szerepet játszó fizikai folyamatot nem vesznek tekintetbe. A továbbiakban röviden összefoglaljuk a jelenleg leggyakrabban használt mennyiségi csapadékelőrejelzési módszereket. A szinoptikus léptékű csapadékeloszlás előrejelzését alapvetően négy fő módszerrel közelítik: dinamikai, empirikus szinoptikai, statisztikai és kombinált eljárásokkal (Georgakakos és Hudlow, 1984). A mennyiségi csapadékelőrejelzés dinamikai módszere a hidro- és termodinamikai alapegyenletek numerikus közelítésén alapul, hiszen az időjárás alakításában a légkörben fellépő hidro- és termodinamikai folyamatok és kölcsönhatások játszáka a legfontosabb szerepet. A modellek alapegyenlet-rendszerét a mozgásegyenletek, a termodinamika első főtétele, a tömegmegmaradási egyenlet és a gázok állapotegyenlete képezi. A különbség az egyes modellek között a tér- idő felbontásban, határfeltételekben, a numerikus közelítés módjában, a figyelembe vett egyéb hatásokban stb. rejlik.

A fejlett országok időjárási szolgálatai saját numerikus modellekkel dolgoznak, amelyek csapadékelőrejelzést is tartalmaznak (WMO, Numerical Weather Prediction Progress Report for 1988.). Ilyen modell alkalmazását a magyar szolgálat is tervezi: a Svéd Meteorológiai és Hidrológiai Intézet korlátos tartományú hidrodinamikai modelljének adaptálása folyamatban van. A 12 szintes modellt gömbi koordináta rendszerben fogalmazták meg. Vízsintes felbontása a  $0,9^\circ$  földrajzi szélesség. A modellben függőleges  $\sigma = p/p_s$  rendszert alkalmaztak (jelöléseket lásd később) (Undén, 1982).

Az alapegyenletei a momentum-, a termodinamikai-, a kontinuitási-, a hidrosztatikai-, illetve a vízgőz kontinuitási egyenlet. A modell a csapadékot a nagytérségű kondenzáció párolgással csökkentett értékén összegezi. A  $p_{k+1/2}$  a  $k$ -adik szigma szinten áthulló csapadék számítása a következő formulával történik:

$$p_{k+1/2} = \sum_{l=1}^k \left( (C^L \cdot \Delta t)_L - E_{1^L} \right) \frac{p_s \cdot \Delta \sigma_l}{g} \quad (1)$$

ahol  $C^L$  a nagytérségű kondenzáció mértéke,  $E$  a csapadék párolgásának mértéke,  $p_s$  a felszíni nyomás,  $\sigma$  a vertikális koordináta,  $g$  a gravitációs gyorsulás. Ez a modell — és a jelenleg külföldön alkalmazott modellek is — szinoptikus léptékűek, így nem elégítik ki a finomabb felhasználói igényeket. A mezoskálájú modellek a bennük leírt légköri mozgásrendszerek fizikai természetete miatt, már nem hidrosztatikusak és a határreteg folyamatait, valamint a konvektív folyamatokat sokkal részletesebben veszik figyelembe, mint a nagyobb skálájú modellek. Ezekhez a modellekhez a műholdak és a radarhálózatok kielégítően finom felbontású megfigyelési adatai szükségesek. Ilyen mezo-modelleket jelenleg még operatív szolgálatban sehol sem használnak (Czelnai, 1988).

A mennyiségi csapadékelőrejelzés empirikus szinoptikai közelítése a numerikus modellek elterjedéséig szinte egyedüli eszköze volt a csapadékelőrejelzésnek. Mivel a csapadéktevékenység a légkör különböző léptékű csapadékhordozó rendszereihez rendelhető, a csapadék előfordulása és különböző mennyiségi kategóriái e rendszerek bizonyos helyzeteihez, intenzitás értékeihez kapcsolhatók. Tipizálhatók azok az időjárási helyzetek, amelyek fennállása esetén csapadék előfordulás, vagy meghatározott mennyiségű csapadékkategória várható. A hazai csapadékelőrejelzési próbálkozások közül *Bodolainé* (1983) cirkulációs indexen és hatékonysági tényezőn alapuló előrejelzési modellje használt empirikus szinoptikus közelítést.

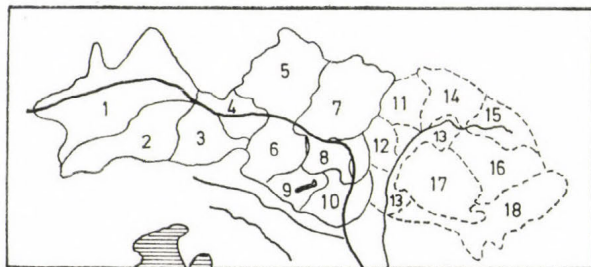
A csapadék mennyiségi előrejelzésének statisztikai, vagy sztochasztikus módszere a prediktanduszt (esetünkben a csapadék mennyiségét) a prediktorokkal valamilyen statisztikai eljárással kapcsolja össze. A prediktorok a csapadéktevékenységgel fizikai-szinoptikai kapcsolatban vannak. Az összekapcsolási eljárás az egyszerű regressziótól a fejlett sztochasztikus módszerekig terjed. Statisztikai módszerrel közelíti a magyarországi csapadéktevékenységet *Tünczer* (1975) többparaméteres mennyiségi csapadékelőrejelzési modellje.

Jelenleg igen elterjedt módszer, amelyben a dinamikus modellek valamely végterméke szolgál a várható csapadékmennyiség további prediktorául. Ezt a módszert a szakirodalomban „Model Output Statistics” (MOS) technikának nevezik. (MOS technika: a  $t$  időpontban kialakuló időjárást az adott modell által  $t$  időpontra előrejelzett szinoptikus helyzettel hozzák kapcsolatba. A statisztikai alapfeldolgozást minden modellhez külön-külön el kell végezni, s a modell változásakor mindig új statisztikai összefüggést kell meghatározni.)

A kombinált eljárás a dinamikai egyenlet egyszerűsített közelítéseit használja statisztikai módszerekkel, szinoptikai feltételekkel kiegészítve. Ahol nagy dinamikus előrejelzési modellek futtatásához nincsenek meg a feltételek, általában ott élnek a kombinált eljárások lehetőségével. Jelenleg a magyarországi mennyiségi csapadékelőrejelzés is kombinált módszerekkel történik.

### 3. Mennyiségi csapadékelőrejelzés Magyarországon

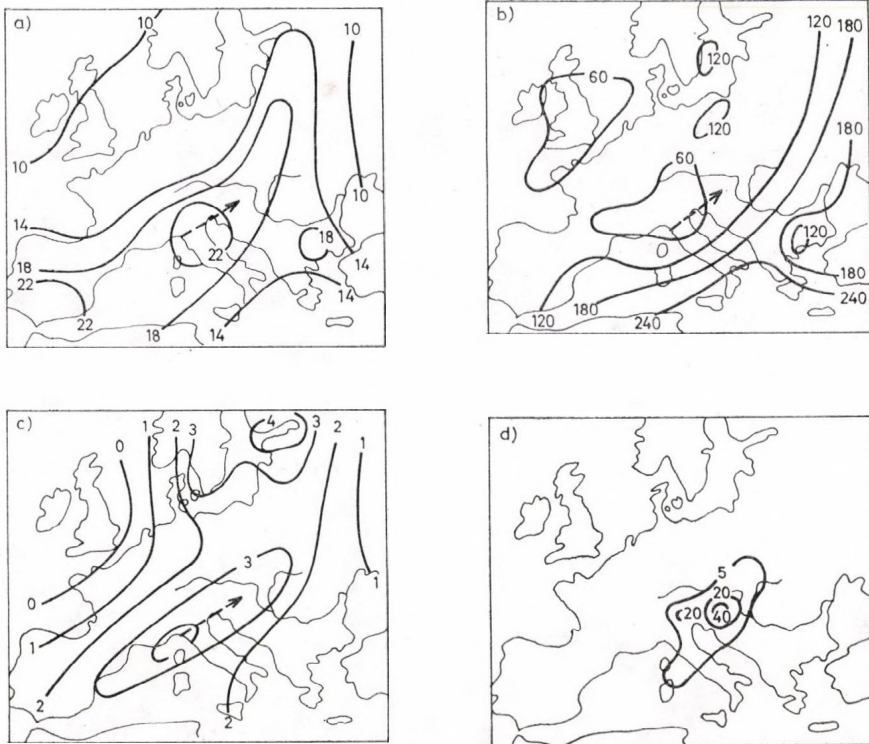
Magyarországon a mennyiségi csapadékelőrejelzés hidrológiai céllal jött létre. A hidrológus jelenlegi ismereteinket tekintve maximalista: a lehető legkisebb tér- és időbeli bontásban a lehető legtávolabbi időszakra szeretné tudni a csapadék mennyiségi eloszlását. Ezeknek az igényeknek ma még nem tudunk eleget tenni, a jelenleg lehetséges mennyiségi csapadékelőrejelzések ezeknek a feladatoknak a megoldására nem alkalmasak.



3. ábra. A vízgyűjtőterületek elhelyezkedése

Az 1978. július 1-től naponta készülő mennyiségi csapadék-előrejelzések alapjául *Bodolainé* (kézirat: az OVH számára 1976-ban benyújtott kutatási jelentés) által kifejlesztett szinoptikus skálájú egyszerűsített dinamikai modell, ún. „találkozási” modell szolgál. A modell a csapadék mennyiségét a Duna és a Tisza 18 részvízgyűjtő területére (3. ábra) állítja elő 12 órás bontásban, területi átlag formájában. Csapadékot ott várhatunk, ahol a csapadékképződés szempontjából fontos fizikai folyamatokat leíró paraméter-értékek kedvező találkozása megvalósul; azaz ahol magas a potenciálisan kihullható vízmennyiség értéke, jelentős a vertikális feláramlás és kedvezők a telítési viszonyok. A modell nedvességi paraméterei a potenciálisan kihullható vízmennyiség és a telítési viszonyok jellemzésére szolgáló dinamikus telítési hiány. A dinamikus telítési hiány a tényleges és az úgynevezett telítési relatív geopotenciál különbsége. A telítési viszonyok figyelembevétele indokolt, hiszen a légkör a potenciális vízkészletből attól függően realizál többet, vagy kevesebbet, hogy az adott kihullható vízmennyiség mellett a légkör milyen közel, vagy távol van a telített állapottól. A kihullható vízmennyiség és a dinamikus telítési hiány számítása az 1000 hPa és az 500 hPa közötti légrétegre vonatkozik.

A csapadékképződésben jelentős szerepet játszó függőleges feláramlás meghatározása nehéz feladat. Ebben a modellben használt vertikális sebesség



4. ábra. A potenciálisan kihullható vízmennyiség ( $W_p$ ) (a) a dinamikus telítési hiány ( $RT-RT_i$ ) (b) és a vertikális sebesség ( $w$ ) (c) területi eloszlása 1987. március 28-án 12 UTC-kor, valamint az 1987. március 28-án 18 UTC-től március 29-én 06-ig lehulló csapadék mennyisége (d)

a 850 hPa-s izallohípsza mező és a szélmezőből kinematikai módszerrel számított vertikális sebesség között talált regressziós összefüggésen alapul (Bodolainé és Böjti, 1966).

A módszer vitatható — a közelítés nem pontos —, de előnyére írható, hogy annak a szintnek a feláramlási viszonyait közelíti, ahol a nedvességtartalom zöme koncentráldódik.

A találkozási modell szép példáját mutatja a 4. ábra. A potenciálisan kihullható vízmennyiség maximális értékeinek tengelye a függőleges feláramlás maximuma és a telítéshez közeli légállapot területe közel egybeesik, és ez az a terület, ahol a tényleges csapadék realizálódik.

A csapadék mennyiségének számítása a

$$P = \frac{W_p \cdot w}{RT - RT_t} \quad (2)$$

formulával történik, ahol a  $W_p$  a kihullható vízmennyiség,  $w$  a vertikális sebesség,  $RT - RT_t$  a dinamikus telítési hiány.

A (2) diagnosztikai formula prognosztikai tartalommal bír, ha az előrejelzett trajektóriák rendelkezésre állnak. A találkozási modellen alapuló mennyiségi csapadékelőrejelzések átlagos beválása 80% fölötti. Az előrejelzési munka során elsősorban a ritkábban előforduló nagy csapadékok megadása jelenti a problémát. A kiemelkedő csapadékmennyiségek, heves csapadéktevékenység jóval kisebb tér és idő dimenziójú rendszerekben realizálódik, mint amit a modell szinoptikus léptéke megenged. Charba és Klein (1980) véleménye szerint nagy csapadékok előrejelzésére akkor van remény, ha az őket létrehozó mezo-objektumok jól szervezett szinoptikus léptékű cirkulációs rendszerekben vannak. A felhasználói igény azonban mindjobban a heves csapadéktevékenységek előrejelzését igényelné.

Magyarországon a kiugró csapadékértékek becslését és a heves csapadék-hullás helyének meghatározását Bonta és Takács (1988) kísérlete meg. A továbbiakban a szinoptikus skálájú találkozási modellt mezoléptékű struktúrák előrejelzésével egészítjük ki.

#### 4. Összefoglalás

A magaslégköri megfigyelések rendszeressé válása, és a nagy teljesítményű számítógépek elterjedése lehetővé tette mennyiségi csapadékelőrejelzési módszerek kidolgozását. A csapadékfolyamatok összetettsége miatt az eljárások további tökéletesítésére van szükség. Jelenleg az említett módszerek együttes alkalmazásával kísérlik meg a felhasználó számára is kielégítő előrejelzések adását, és nem lebecsülendő az előrejelző szakember szerepe sem, aki szinoptikus tapasztalataival rendszerezi a modellek és a statisztikák információit és megalkotja előrejelzéseit.

- Astling, E. G.*, 1978: Some aspects of cloud and precipitation features associated with a mid-latitude cyclone. *Mon. Wea. Rev.* 104, 1466—1473.
- Atkinson, B. W. and Smithson, P. A.*, 1972: An investigation into mesoscale precipitation distributions in a warm sector depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 98, 353—368.
- Atkinson, B. W. and Smithson, P. A.*, 1978: Mesoscale precipitation areas in a warm frontal wave. *Mon. Wea. Rev.* 106, 211—222.
- Bodolai I. és Bodolainé Jakus E.*, 1981: Mezozinoptika. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Bodolainé Jakus E.*, 1980: Radarral végzett csapadék mérések a csapadék rövidtávú előrejelzésében. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 48, Budapest.
- Bodolainé Jakus E.*, 1983: Árhullámok szinoptikai feltételei a Duna és a Tisza vízgyűjtőterületén. *OMSZ Hivatalos Kiadványai* 56, Budapest.
- Bodolainé Jakus E. és Böjti B.*, 1966: A 850 hPa-os izallohípszá mező felhasználása a frontális konvektív aktivitás előrejelzésére. *Beszámoló 1965. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 87—101.
- Bodolainé Jakus E. és Götz G.*, 1963 a: Mezozinoptikai képződményekről. *Időjárás*, 67, 46—53.
- Bodolainé Jakus E. és Götz G.*, 1963 b: Az instabilitási vonalak szerkezete és analízise. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 33, Budapest.
- Bonta I. és Takács Á.*, 1988: Heves esőzés veszélyét jelző rendszer kiépítése Magyarországon. *OMSZ Kisebb Kiadványai* 63, Budapest.
- Browning, K. A. and Harrold, T. W.*, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 95, 288—309.
- Browning, K. A. and Harrold, T. W.*, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96, 369—389.
- Browning, K. A., Hill, F. F. and Pardoe, C. W.*, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 100, 309—330.
- Browning, K. A., Pardoe, C. W. and Hill, F. F.*, 1975: The nature of orographic rain at wintertime cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 101, 333—352.
- Browning, K. A., Hardman, M. E., Harrold, T. W. and Pardoe, C. W.*, 1973: The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 99, 215—231.
- Carlson, T. N.*, 1980: Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Wea. Rev.* 108, 1498—1510.
- Charba, J. P. and Klein, W. H.*, 1980: Skill in precipitation forecasting in the National Weather Service. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 61, 1546—1555.
- Czelnai R.*, 1988: A meteorológia fejlődésének várható irányai. Akadémiai székfoglaló, Budapest.
- Elliot, R. D. and Hovind, E. L.*, 1964: On convection bands within Pacific coast storms and their relation to storm structure. *J. Appl. Meteor.* 3, 143—154.
- Georgakakos, K. P. and Hudlow, M. D.*, 1984: Quantitative precipitation forecast techniques for use in hydrologic forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 65, 1186—1200.
- Harrold, T. W.*, 1973: Mechanism influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 99, 232—251.
- Harrold, T. W. and Browning, K. A.*, 1971: Identification of preferred areas of shower development by means of high power radar. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 97, 330—340.
- Hobbs, P. V. and Locatelli, J. D.*, 1978: Rainbands, precipitation core and generating cells in a cyclonic storm. *J. Atmos. Sci.* 35, 230—241.
- Ludlam, F. H.*, 1980: Clouds and storms. The Pennsylvania State University Press.
- Tánczer T.*, 1975: Kísérlet több-paraméteres mennyiségi csapadékelőrejelzési modell felállítására, Magyarország területén. *Időjárás*, 79, 133—143.
- Undén, P.*, 1982: *The Swedish Limited Area Model*. SHMI Reports RMK 35, Norrköping.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## Mezokálajú csapadékrendszerek vizsgálata

BONTA IMRE és TAKÁCS ÁGNES

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

A mezokálajú folyamatok jelentős szerepet játszanak a csapadék eloszlásának kialakításában. Mezokálajú rendszerekhez gyakran kapcsolódik intenzív csapadékképződés, melynek eredményeként kis területen, rövid idő alatt hullik nagy mennyiségű csapadék. E rendszerek felderítését és nyomon követését a távérzékelési megfigyelő- és mérőberendezések meteorológiában történő alkalmazása teszi lehetővé, mivel ezek a mérőeszközök térben és időben az eddiginél lényegesen több információt szolgáltatnak. A jelen tanulmányban beszámolunk a magyarországi kutatási eredményekről, a hagyományos meteorológiai megfigyelő rendszer és az időjárás-radar adatainak együttes alkalmazásáról, amely lehetőséget nyújt a csapadékképző szerkezetének egyre jobb megismeréséhez, és így a 0—2 órára szóló mennyiségi csapadék-veszélyjelzések készítéséhez.

\*

*Investigation of mesoscale precipitation systems.* Mesoscale physical processes play a dominant role in the control of the distribution of precipitation. Extreme rainfall over a small region and during a very short time is usually associated with mesoscale weather systems which can be diagnosed by monitoring weather conditions on mesoscale using remotely sensed and conventional meteorological data. This work reports on our investigation of how radar and other data sets can be combined and analysed to gain a better understanding of mesoscale precipitation processes. Using these results, the amount of heavy rainfall produced by mesoscale weather systems can be nowcast.

Rövid idő alatt nagy mennyiséget eredményező, heves csapadékhullás minden esetben mezokálajú időjárás-radar hatására alakul ki. E rendszerek területi kiterjedése 10—100 km nagyságrendű, élettartama 1—6 óra, de szélsőséges esetben 1 óránál rövidebb is lehet. Jellemzőjük az igen intenzív vertikális feláramlás, vagyis e rendszerek konvektív eredetűek, így a csapadék zápor-, zivatar- és zivatarkezeseknek köszönhető. A zivatarok lehetnek egyedi, vagy vonalba rendezettek. Egyedi zivatarok csapadékgócokat eredményeznek, míg a vonalba rendezett zivatarok által okozott csapadék mennyiségének eloszlása többnyire szalagos szerkezetű. Egy csapadéksáv általában egy zivatarlánc csapadéktevékenysége eredményeként alakul ki. A láncon belül is kialakulhatnak keskenyebb sávok, de jellemzőbb a zivatarlánc egyes tömbjeihez kapcsolódó nagy csapadékképző gócok kialakulása. A gócokban jelentkező nagy mennyiségű csapadék kialakulási feltételeinek, okainak jobb megismeréséhez tehát mezoleptékű időjárás-radar rendszereket kell vizsgálnunk, melyek nagyobb léptékű fizikai folyamatok által meghatározott környezetben, tőlük el nem választhatóan szerveződnek.

A zivatarláncok szerkezetére, kialakulásának feltételeire vonatkozóan hazánkban számos eredmény született (*Bodolainé és Götz, 1963 a,b; Bodolainé et al., 1967*). Itthon és külföldön egyaránt foglalkoztak már a lokális zivatarok, illetve zivatarláncok belső szerkezetével, dinamikájával (*Bodolai, 1954; Newton, 1963; Götz, 1975; Hane, 1973*). Az elért eredmények jelentős elméleti alapot adnak a további vizsgálatokhoz (*Bodolai és Bodolainé, 1981*). A vonalba rendezett zivatarok csapadéktevékenységét többnyire frontális, illetve ciklonális rendszerekhez kapcsolódóan vizsgálták (*Bodolai és Bodolainé, 1970*). Ennek oka elsősorban az, hogy a szinoptikus rendszereken belül kialakult, de bizonyos értelemben önálló mezoléptékű rendszerek vizsgálatához nem állt rendelkezésre elegendő adat; a szinoptikus meteorológiai megfigyelő hálózat ugyanis ehhez nem elegendő sűrűségű. A távérzékelési mérőberendezések (időjárási radar, meteorológiai mesterséges hold) mérési eredményei időben és térben kvazifolytonosnak mondhatók, így alkalmazásukkal lehetőség nyílt az általában kis területre kiterjedő és rövid élettartamú rendszerek vizsgálatára is (*Houze et al., 1976; Hobbs és Locatelli, 1978; Bodolainé, 1980*). Az ilyen mérőrendszerek adatainak alkalmazása már önmagában is komoly lépést jelent. A mezoléptékű rendszerek mind jobb megismerésében a következő fejlődési fokozatot a távérzékelési megfigyelő- és mérőberendezések adatainak együttes alkalmazása szolgáltatta (*Bellon és Austin, 1974; Browning, 1979; Kapovits et al., 1985; Blustein és Jain, 1985*). A fejlődés jelenlegi fázisában — figyelembe véve azt a tényt, hogy az egyes mérőrendszerek semmiképpen sem helyettesítik, csak kiegészítik egymást — már a távérzékelési megfigyelő- és mérőeszközök, valamint a hagyományos meteorológiai megfigyelő rendszer adatainak együttes analízise ad lehetőséget a jelenségek megismeréséhez (*Reynolds, 1983; Boncz et al., 1987*). A korszerű berendezésekkel nyert nagy mennyiségű adat és a gyors, számítógépekkel végezhető adatfeldolgozás már numerikus szimulációt (*Poin-tin, 1984*) és modellezést (*Gustafsson és Törnevik, 1984*) is lehetővé tesz, mely a jelenségek fizikai természetének megismerése után az előrejelezhetőséget is segíti majd (*Bonta és Takács, 1988*).

### 1. Intenzív mezoléptékű csapadékrendszerek kialakulásának feltételei

A csapadék képződéséhez a légkörben *Harvey (1976)* szerint négy alapfeltétel teljesülése szükséges:

- megfelelő nedvességtartalom,
- a levegő hőmérsékletének csökkenése harmatpontjának eléréséig (telítettségi állapot),
- kondenzáció,
- cseppnövekedés.

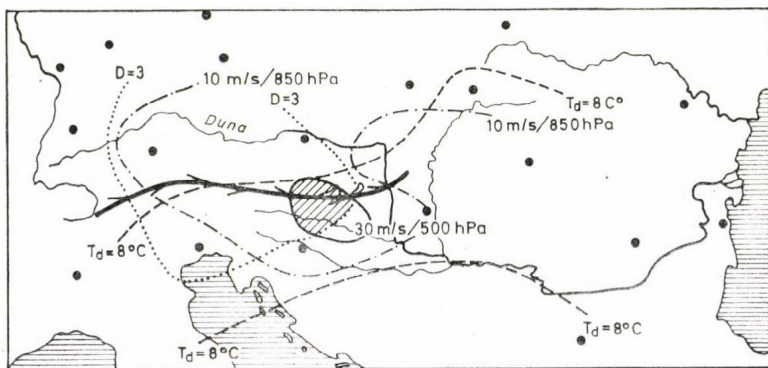
A levegő lehülését az esetek túlnyomó többségében a levegő felemelkedése váltja ki, ezért a vertikális mozgásfolyamatok vizsgálata alapvető fontosságú. Az egyes mozgásformáknak karakterisztikus a tér és idő dimenziójuk, valamint jellegzetes a függőleges sebességük, így jellegzetes felhő- és csapadékformát is eredményeznek (*Götz, 1977*).

Mivel záporos jellegű csapadék az egyéb csapadékfajtáknál nagyságrenddel nagyobb függőleges feláramlás mellett alakul ki, intenzív csapadékrendszer kialakulásához alapfeltételnek kell tekinteni a konvektív feláramlást és mivel ez a légoszlop hidrosztatikai instabilitásából ered, a labilitást is.

A fenti feltételek teljesülése szinte minden esetben csapadék hullást eredményez, ez azonban nem lesz mindig intenzív. Feladatunk ezért a feltételek

teljesüléséhez vezető jelenségek kimutatásán túlmenően annak tanulmányozása, hogy a csapadék képződésében szerepet játszó fizikai folyamatok mennyiben változnak intenzív csapadékképződés esetén (Takács, 1989 a).

Mivel a felhő- és csapadékképződés feltételét megteremtő nagytérségű mozgások, valamint a felhőelemek növekedését eredményező mikrofizikai folyamatok szorosan és kölcsönösen összefüggnek, a mezoléptékű csapadékképződés vizsgálatát a szinoptikus léptékű folyamatok felismerésére alkalmas, ún. hagyományos meteorológiai megfigyelő rendszer adatainak felhasználásával kezdtük. Olyan időjárási helyzeteket kellett keresnünk, amelyekben a legvalószínűbb lehet az ún. *flash floodot*, azaz a kisebb vízfolyásokon hirtelen kialakuló és igen gyorsan levonuló árhullámot is kiváltó, mezoléptékű rendszer kialakulása. Ilyen heves csapadékhullás viszonylag ritkán fordul elő. Az 1985–89 között eltelt 5 év alatt 58 esetet találtunk, melyek vizsgálatára alapján két fő típus különböztethető meg. Egyik a front előtti instabilitás, másik az izobártalan, az előrejelzők által „mocsárhelyzet”-nek nevezett időjárási helyzet.



1. ábra. Összefoglaló térkép a 850 és 500 hPa-os nyomásszintek adatai alapján 1987. VIII. 4. 12 UTC-kor [— — — harmatpont, ..... harmatpont-depresszió, ——— konvergencia zóna, ——— szélsősebesség (850 hPa), ——— szélsősebesség (500 hPa)]

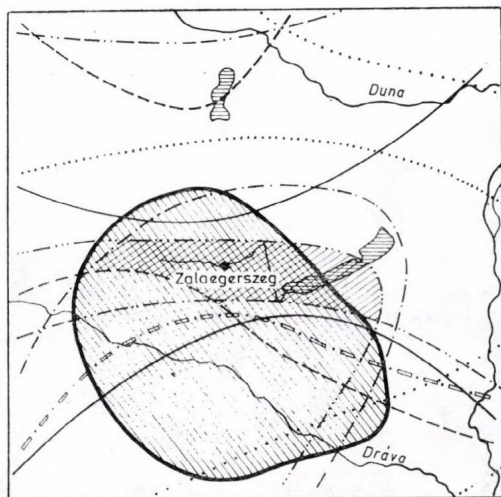
A mezoszínoptikai szempontok szerint végzett szinoptikus analízisek felhasználásával megkerestük azokat a jellemzőket, amelyek a vizsgált csapadékképződési helyén azonosak, vagy legalább is hasonlóknak bizonyultak. Mind a front előtti, mind az izobártalan időjárási helyzet esetén jellemző volt az alacsonyabb szinteken a magas harmatpont, alacsony harmatpont-depresszió, irány és/vagy sebesség-konvergencia, 8–11 m/sec, vagy ezt meghaladó szélsősebesség, meleg advekción, és a függőleges sebesség értékeinek maximuma, míg a magasabb szinteken a hideg advekción és a 20 m/sec, vagy ezt meghaladó szélsősebesség. Erős talajközeli összeáramlással csak az izobártalan időjárási helyzetben kialakuló mezoléptékű csapadékképződési rendszerek esetén találkoztunk. Front előtti labilis egyensúlyi helyzet esetén a talajközeli összeáramlás maximuma általában jóval messzebb volt a frontálzónától, megelőzve azt, mint az intenzív csapadékképződési rendszer kialakulási helye.

A felsoroltakból következik, hogy intenzív csapadékképződés esetén a csapadék folyamatában a talajközeli rétegek feláramlásának döntő a szerepe. Ezt a tapasztalatot igazolja például az a tény, hogy heves esőzés kialakulhat a magasabb szinteken, esetleg hideg advekciónal párosuló leáramlás ellenére is, ha az alsó rétegekben feláramlás van, minthogy a leáramlást a hideg advekción

labilizáló hatása kompenzálja. A magasabb szintek feláramlása ugyanakkor kevésbé hatékony, mivel a légkörben a nedvesség legnagyobb része az alsó 3 km-es rétegben helyezkedik el.

Amennyiben egy adott időjárási helyzetben a nagy csapadéokra utaló jellegzetességeket a Maddox (1979) által ajánlott módon, összefoglaló térképen ábrázoljuk, a jelek alapján körülhatárolható az a terület, ahol intenzív csapadérendszer kialakulása valószínű (1. ábra). Ezzel azonban a csapadérendszer kialakulási helye még nem meghatározott, és arra sincs bizonyíték, hogy a körülhatárolt területen belül ténylegesen kialakul ilyen rendszer.

Vizsgálatainkat a diagnózis-mezők tanulmányozásával folytattuk, melyek alapadatait a csapadékképződésben szerepet játszó fizikai folyamatokat komplex módon leíró nedvességi- és labilitási paraméterek képezik. A potenciálisan kihullható vízmennyiség ( $W_p$ ), a dinamikus telítési hiány ( $RT' - RT_t$ ), az  $NI$  nedvességi index, és az  $SSI$ ,  $K$ ,  $TT$ ,  $VT$ ,  $CT$  labilitási paraméterek meghatározásának módszerét, mezoléptékű csapadérendszer kialakulására utaló



2. ábra. Intenzív csapadérendszer kialakulási helyének kijelölése az összefoglaló térkép és a diagnózismezők analízise alapján 1987. VIII. 4. 12 UTC-kor. [—  $W_p$ , - - -  $(RT' - RT_t)_{1000}$ , □ · □ · □  $NI$ , .....  $SSI$ , - - - -  $K$ , - - - -  $TT$ , - · - · -  $VT$ , .....  $CT$ ]

kritikus értékeit Takács (1989 a) a KVM számára átadott Kutatási Zárójelentésben részletesen ismerteti.

Vizsgált eseteinkben a paraméterek kritikus értékeinek felhasználásával minden egyes diagnózis-mezőben kijelöltünk egy olyan területet, amelyen belül a paraméterek értékei intenzív csapadérendszer jelenlétére, vagy kialakulásának lehetőségére utalnak. Feltételezésünk az volt, hogy ha e területeket egy térképen ábrázoljuk, és ezzel újabb összefoglaló térképet készítünk, kirajzolódik az a terület, amelyen belül intenzív csapadérendszer kialakulásának potenciális lehetősége van. Ez a terület tehát az egyes diagnózis-mezőkben kirajzolódó területek és az előzőekben már elkészített összefoglaló térképen körülhatárolt terület közös része (2. ábra), azaz a területeket halmazoknak tekintve, azok metszete. Feltételezésünk az esetek legnagyobb részében helyes-

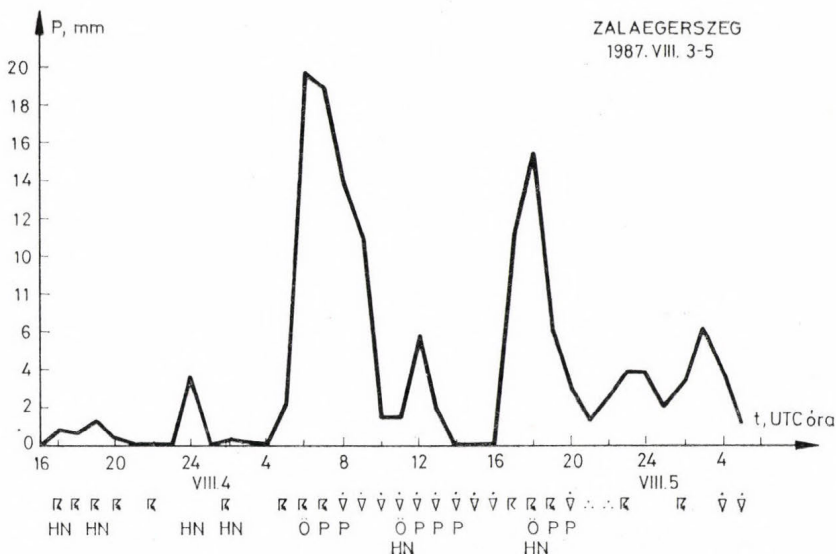
nek bizonyult, de volt olyan eset, amikor egy-egy halmaznak a többivel való metszete üres volt. Ekkor a kritikus értéket a kevésbé veszélyes tartomány felé eltolva, a várt eredményt kaptuk. Ez azt jelenti, hogy intenzív csapadékrendszer esetén sem kell minden egyes paraméternek elérnie a kritikus értéket — a megfelelő nedvességtartalom és a telítettség alapvető fontosságú —, azonban a légkör instabilitását különböző módon leíró labilitási paraméterek mutathatnak változékonyságot. Erre vonatkozóan szabályszerűséget nem sikerült kimutatnunk. Viszont megállapítottuk, hogy míg intenzív csapadékrendszer esetén nagy nedvességtartalom szükséges az általunk vizsgált teljes légrétegben (1000 és 500 hPa-os szintek közötti réteg), addig a telítési viszonyok mást mutatnak; a talajközeli réteg telítettsége a meghatározó (1000 és 925 vagy 850 hPa-os szintek közötti réteg), sőt, sok esetben a felsőbb rétegek kifejezetten telítetlenek. E jelenség fizikai magyarázatául szolgálhat, hogy a kondenzációs szint — melyen a levegő definíció szerint telített — általában a 925 hPa-os szint környezetében helyezkedik el. A folyamatban azonban nyilván szerepet játszik a rendszer telített, és környezetének telítetlen levegője közti keveredés a magasabb szinteken, és a 0 °C-os szint alatt bekövetkező olvadás, amely hűti a levegőt, és amely hűlés a telítettségi állapot elérését segíti elő a 0 °C-os szint alatti légrétegben.

A szinoptikus léptékű folyamatok vizsgálatával tehát jobban megismerhető a mezoléptékű csapadékrendszerek kialakulásához kedvező környezet, és ezen ismeretek birtokában többnyire ki is jelölhető az a terület, ahol ilyen rendszer kialakulása valószínűsíthető. Ez a terület azonban általában nagyobb, mint a mezoléptékű csapadékrendszerek hatékonysági területe. A vertikális sebesség megfelelő tér- és időbeli eloszlása alapján valószínűleg igazolható lenne a csapadék mennyiségi eloszlásában mutatkozó változékonyság, sajnos azonban, a vertikális sebesség elegendő megbízhatósággal még nagytérségű mozgások esetén sem határozható meg.

## *2. Intenzív mezoléptékű csapadékrendszerek kialakulási helyének és időpontjának becslése*

A további vizsgálatokhoz mezoléptékű mérőhálózat adataira van szükség, amelyek a távérzékelési megfigyelő- és mérőberendezések (meteorológiai mesterséges hold, időjárásiradar) méréseiből nyerhetők. A szinoptikus és mezoskálájú meteorológiai mérőrendszerek között hidat képez a meteorológiai mesterséges hold, hiszen egyidőben képes adatokat szolgáltatni a szinoptikus léptékű időjárásiraderek felismeréséhez és nyomon követéséhez szükséges, elegendően nagy területről, míg felbontása mezoléptékű időjárásiraderek felismerését és nyomon követését is lehetővé teszi. Sajnos, Magyarországon még nem indult meg a folyamatos digitális műholdvételek, így ezen adatok alkalmazását nélkülöznünk kellett, bár tisztában vagyunk azzal, hogy vizsgálatunk így nem teljes.

Az időjárásiradar kvázi-folytonos mérései alapján a mezoléptékű rendszerek felismerhetők, fejlődésük és mozgásuk nyomon követhető. A heves esőzés kialakulása szempontjából a radar-visszhangok alakzata, egymáshoz viszonyított helyzete és mozgása sokkal fontosabb tényező lehet, mint önmagában a visszhang intenzitásának magas értéke (Mogil et al., 1978). A magyarországi radarrészlet mérési eredményei alapján bizonyítottuk, hogy a radar-visszhangok összeolvadása, fennállása, a lassú visszhang-mozgás, hirtelen intenzitásbeli növekedés, a visszhang méreteinek gyors növekedése, és ugyanazon terület



3. ábra. A Zalaegerszegen mért csapadék mennyiségének időbeli eloszlása. HN: hirtelen intenzitásbeli növekedés, Ö: összeolvadás, P: perzisztencia

fölött több visszhang kialakulása vagy átvonulása egyaránt nagy mennyiségű csapadék kialakulásához vezet (*Bonta és Takács, 1988*). Tapasztalataink szerint a Kárpát-medence térségében a leggyakrabban előforduló jellegzetes jelenség az összeolvadás, amely igen gyakran párosul hirtelen intenzitásbeli növekedéssel és perzisztenciával. Az összeolvadás területén jelentkező intenzitás-növekedés fizikai magyarázata igen egyszerű. A jelenség bekövetkezése előtt ugyanis a Nap melegítő hatására erősödik a talajközeli felmelegedés, amely fokozza a labilizálódást, a jelenség bekövetkeztekor jelentkező összeáramlás pedig növeli a vertikális sebesség értékét. Ez utóbbinak köszönhető, hogy az összeolvadás jelensége felhős időben és éjszaka is elősegíti intenzív, mezo-vagy mikroléptékű csapadékkrendszer szerveződését.

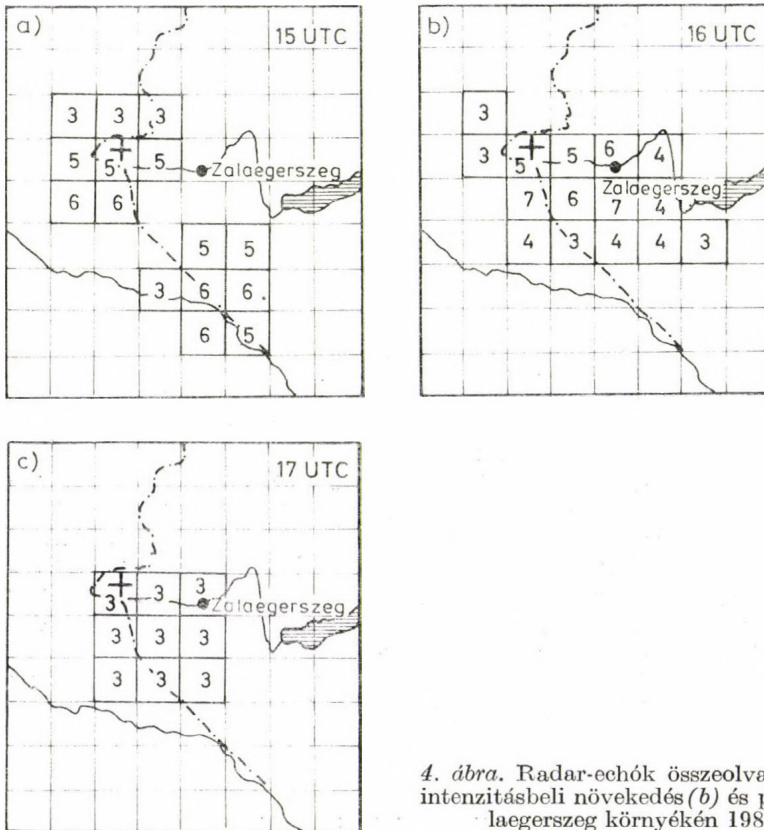
Az ismertetett karakterisztikus jelenségek felismerésének jelentőségét konkrét példával bizonyítjuk (*Bonta és Takács, 1989*). Az 1987 augusztusi

### 1. TÁBLÁZAT

A radarral mért jel-intenzitások kódjainak megfelelő csapadékkintenzitások értékei

Kód	Csapadékkintenzitások mm/ó
0	nyom
1	0,15— 0,35
2	0,35— 0,8
3	0,8 — 2,0
4	2,0 — 4,6
5	4,6 — 11,0
6	11 — 26
7	26 — 62
8	62 —100
9	≥100

zalai árvíz okozó heves esőzés kétnapos időtartama alatt e jelenségek közül több és többször is előfordult. A 3. ábrán a csapadék időbeli eloszlása látható Zalaegerszezen, ahol a két nap alatt a legnagyobb csapadékmennyiséget mérték. Az órás csapadékösszegek ábrázolása jól mutatja a csapadék intenzitásában bekövetkezett változásokat. Bár a radarral kimutatott intenzitás-értékek többnyire nem adták meg a tényleges csapadék-intenzitást, a legintenzívebb csapadékhullámok mindegyikéhez kötődik az összeolvadás, hirtelen intenzitásbeli növekedés és perzisztencia jelensége közül legalább egy. A 4. ábrán mutatjuk be, hogy az említett jelenségeket hogyan ismerhetjük fel, illetve ki-



4. ábra. Radar-echok összeolvadása (a), hirtelen intenzitásbeli növekedés (b) és perzisztencia (c) Zalaegerszeg környékén 1987. VIII. 4-én

alakulásukra hogyan következethetünk a magyarországi radarhálózat mérésének alkalmazásával. A 4. a., b., c. ábrák, három egymást óránként követő radaros mérés eredményeit mutatják be, az ábrákon is jól látható 20 x 20 km-es területelemekre vonatkozóan. A szemléltetés egyszerűsítése céljából csak a 3-as vagy nagyobb intenzitás-értékeket jelöltük (a jel-intenzitások kódjának megfelelő csapadékintenzitások értékeit az 1. táblázat tartalmazza). A 4a. ábrán látható, hogy Zalaegerszegtől északnyugatra és délre egy-egy intenzív radarecho található. Az előző mérések alapján már látható volt, hogy e két echo közeledik egymáshoz. Így Zalaegerszeg környékén feltételezhető volt az összeolvadás, amely egy órával később be is következett (4b. ábra), mégpedig inten-

zításbeli növekedéssel együtt. Ezután a rendszer perzisztens maradt (4c. ábra), bár az intenzitásban csökkenés következett be.

A bemutatott, igen jó eredmények ellenére is megállapítható, hogy a radaros mérések önmagukban nem elegendők mezoléptékű csapadékrendszerek vizsgálatához. Ennek oka az, hogy bár az így kimutatható karakterisztikus jelenségek minden esetben esőzést okoznak, a csapadék intenzitásában és főként a mezoléptékű rendszer teljes élettartama alatt lehulló csapadék mennyiségében lényeges eltérések mutatkoznak. Vizsgálataink egyértelműen bizonyították, hogy nagy mennyiségű csapadék akkor fordul elő, ha a radaros mérésekből kimutatható karakterisztikus jelenség(ek) az összefoglaló térkép segítségével körülhatárolt azon területen (vagy annak közvetlen környezetében) észlelhető, amelyen belül intenzív csapadékrendszer kialakulásának potenciális lehetősége van, mégpedig ott és akkor, ahol és amikor a karakterisztikus jelenség mutatkozik. Ezt a megállapítást igazolja a 2. és 4. ábra a zalai árhullámot kiváltó időjárás helyzetben kialakult több mezoléptékű csapadékrendszer egyikének esetében.

A szinoptikus mérőhálózat és az időjárás radar adatainak együttes alkalmazásával tehát kimutatható az intenzív mezoléptékű csapadékrendszerek kialakulási helye és időpontja, — legalább is a magyarországi radarhálózat felbontóképességének megfelelő pontossággal.

### *3 Intenzív mezoléptékű rendszer csapadékhozamának becslése*

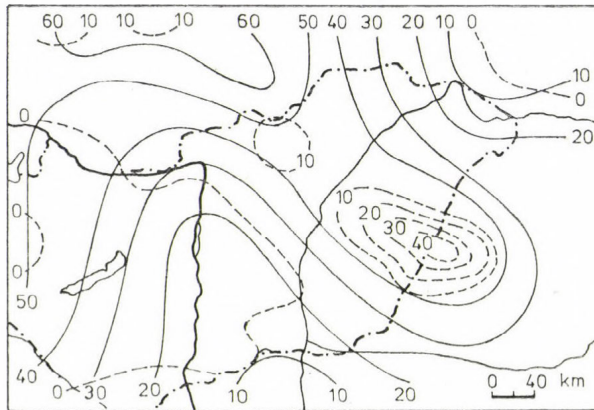
Intenzív mezoléptékű rendszer csapadékhozamán azt a csapadékmennyiséget értjük, amely a rendszer hatékonysági területén, teljes élettartama alatt kihullik. Számszerű értéket legegyszerűbben úgy rendelhetünk hozzá, ha a területen lévő csapadékmérő állomások adatai alapján kiszámítjuk a területi csapadékatlagot, és egyben megadjuk a csapadék-gócban mért mennyiséget, vagyis az egyes állomásokon mért csapadékmennyiségek maximumát is. A csapadék mennyiségének becslése még a ténylegesen mért adatokból sem elég megbízható, mivel a csapadékmérő állomások hálózata nem elegendő sűrűségű sem az egyes mezoléptékű csapadékrendszerek hatékonysági területének megbízható kijelöléséhez, sem a területi átlag elegendő pontosságú becsléséhez.

A probléma egy lehetséges megoldását jelenti a radaros csapadékmérések alkalmazása, amely a „pillanatnyi” intenzitás-eloszlás ismeretén túl, a hagyományos csapadékmérő állomások adataival javított, kvázi-folytonos csapadékösszeg-mezők előállítását is lehetővé teszi. A mezoléptékű rendszer teljes élettartama alatt lehullott csapadék mennyiségének becslésére azonban így is csak utólag adódik lehetőség.

Az előzőekben már bizonyítottuk, hogy mezoléptékű csapadékrendszerek kialakulási helye és időpontja elég jól becsülhető. Ez a tény már lehetőséget ad 0—2 órára szóló csapadék-veszélyjelzések készítésére, de rögtön felveti a mennyiségi becslés szükségességét is. Mivel a rendszer hatékonysági területének és az arra vonatkozó területi csapadékatlagnak a becslése jelenleg lehetetlennek tűnik, első lépésként a csapadékgócban várható csapadék mennyiségének becslését tűztük ki célul. Ez egy ún. lehetséges maximális csapadékmennyiségnek a becslését jelenti, amely mezoléptékű csapadékrendszer kialakulása esetén, a légkör aktuális állapotának függvényében a légkörből egyáltalán kihullhat. Közelítő számítására a valószínű maximális csapadék becslésének egyik legismertebb módszerét alkalmaztuk, amely a csapadék meghatározására szolgáló formulában szereplő tényezők maximalizálásán alapul (WMO, 1973).

E módszerrel a rádiószondázó állomások adatai alapján elvileg előállítható egy olyan lehetséges maximális csapadékmennyiség-eloszlás, amelyből — a mezoléptékű rendszer kialakulási helyének ismeretében — leolvasható a gócban várható csapadék mennyiségének egy előzetesen becsült értéke (Takács, 1989 b).

Kezdeti eredményeink a vártnál jobbak; ezt bizonyítja az 5. ábra, amelyen látható, hogy helyesen becsültük a Nagyvárad környékén kialakult mezolép-



5. ábra. Lehetséges maximális csapadékmennyiségek eloszlása (folytonos vonalak) és a tényleges csapadékeloszlás (szaggatott vonalak) 1985. V. 21. 00 UTC-kor

tékű rendszer maximális csapadékhozamát. Az ötlet tehát jónak tűnik, a módszer azonban még tökéletesítésre szorul, ezért jelen dolgozatunkban nem is mertjük.

#### 4. Következtetések

A hidrológiai előrejelzéseket megalapozó meteorológiai előrejelzések közül legfontosabb a mennyiségi csapadék-előjelzés. A jelenleg alkalmazott módszerek főként a szinoptikus léptékű időjárási rendszerek csapadékhozamának előrejelzésére alkalmasak, így az eredményül kapott értékek többnyire nem, vagy csak részben tartalmazzák az előrejelzés érvényességi idején belül, mezoskálán fellépő rendszerek csapadékhozamát. A mezoléptékű csapadékrendszerek tanulmányozása során egyértelművé vált, hogy az új mérőeszközök és a hagyományos meteorológiai megfigyelő rendszer adatainak együttes alkalmazása nemcsak a mezoléptékű folyamatok jobb megismerését segíti elő, hanem megteremt a 0—2 órára szóló mennyiségi csapadék-veszélyjelzések készítésének lehetőségét is. A megvalósításhoz azonban még intenzív kutatómunka, és a távérzékelési megfigyelő- és mérőeszközök hatékony operatív alkalmazása szükséges.

#### IRODALOM

- Bellon, A. and Austin, G. L., 1974: The use of digital weather records for short-term precipitation forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 100, 658—664.
- Bluestein, H. B. and Jain, M. H., 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.* 42, 1711—1732.
- Bodolai I., 1954: A konvektív zivatarok meteorológiai-szinoptikai feltételeiről. *OMSz Kisebb Kiadványai* 27, Budapest.

- Bodolai I. és Bodolainé Jakus E.*, 1981: *Mezoszinoptika*. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Bodolainé Jakus E.*, 1980: Radarral végzett csapadékmérések alkalmazása a rövidtávú csapadékelőrejelzésben. *OMSz Kisebb Kiadványai* 48, Budapest.
- Bodolainé Jakus E. és Bodolai I.*, 1970: Egy regionális ciklon csapadéktevékenységének mezométertű vizsgálata. *Beszámolók* 1968. Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 58–72.
- Bodolainé Jakus E. és Götz G.*, 1963a: A mezoszinoptikus képződményekről. *Időjárás* 67, 46–53.
- Bodolainé Jakus E. és Götz G.*, 1963b: Az instabilitási vonalak szerkezete és analízise. *OMSz Kisebb Kiadványai* 33, Budapest.
- Bodolainé Jakus, E., Bodolai, I. and Böjti, B.*, 1967: Macrosynoptical conditions for the formation of Slovenian squall-lines and some properties of cold fronts with thunderstorm. *Időjárás* 71, 129–143.
- Boncz, J., Kapovits, A., Pintér, F. and Tanczer, T.*, 1987: A method for the complex analysis of synoptic, weather radar and satellite data. *Időjárás* 91, 11–22.
- Bonta I. és Takács Á.*, 1988: Heves esőzés veszélyét jelző rendszer kiépítése Magyarországon. *OMSz Kisebb Kiadványai* 63, Budapest.
- Bonta I. és Takács Á.*, 1989: Heves esőzés kialakulása és előrejelzése. *Hidrológiai Közöny* 69, 24–32.
- Browning, K. A.*, 1979: The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very-short-range precipitation forecasting. *Meteor. Mag.* 108, 161–184.
- Götz G.*, 1975: A légköri konvekció mechanizmusa. *Beszámolók* 1972. Orsz. Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 46–87.
- Götz G.*, 1977: A felhő- és csapadékképződés fizikájának alapelemei. *Meteorológiai Tanulmányok* No. 21. Budapest.
- Gustafsson, N. and Törvenik, H.*, 1984: Development on operational system for very-short-range forecasting (VSRF) at SMHI. *Proceeding of Nowcasting II. Symp.*, Norrköping, Sweden, 473–477.
- Hane, C. E.*, 1973: The squall line thunderstorm: numerical experimentation. *J. Atmos. Sci.* 30, 1672–1690.
- Harvey, J. G.*, 1976: *Atmosphere and Ocean. Our Fluid Environments*. The Artemis Press, Sussex.
- Hobbs, P. V. and Locatelli, J. D.*, 1978: Rainbands, precipitation core and generating cells in a cyclonic storm. *J. Atmos. Sci.* 35, 230–241.
- Houze Jr., R. A., Hobbs, P. V., Biswas, K. R. and Davis, W. M.*, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 104, 868–878.
- Kapovits, A., Pintér, F. and Tanczer, T.*, 1985: An attempt for combined analysis of radar and satellite data. *Időjárás* 89, 9–18.
- Maddox, R. A.*, 1979: A methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding. *National Weather Digest: Flood* 4, No. 4, 30–42.
- Mogil, H. N., Monro, J. C. and Groper, H. S.*, 1978: NWS's flash flood warning and disaster preparedness programs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 59, 690–699.
- Newton, C. W.*, 1963: Dynamics of Severe Convective Storms. *Meteor. Monographs*. Vol. 5., No. 27. 33–58.
- Pointin, Y.*, 1984: Numerical simulation of organized convection. Part I: Model description and preliminary comparisons with squall line observations. *J. Atmos. Sci.* 42, 155–172.
- Reynolds, D. V.*, 1983: Prototype workstation for mesoscale forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 64, 264–273.
- Takács Á.*, 1989a: Rövid idő alatt bekövetkezett extrém csapadékhullásra és a lehulló csapadék mennyiségére figyelmeztető rendszer kiépítése. A KVM számára leadott Kutatási Zárótanulmány. Kézirat.
- Takács, Á.*, 1989b: Monitoring of weather conditions on mesoscale to improve a precipitation warning system for hydrological purposes. *Proceedings of the IAHS Third Int. Assembly*, Baltimore. IAHS Publ. No. 186, 117–123.
- World Meteorological Organization*, 1973: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*. Operational Hydrology Report, No. 1., Geneva, Switzerland.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A kihullható víztartalom meghatározása a MOS-1 műhold vízgőz-felvételéről

PUTSAY MÁRIA, TÄNCZER TIBOR és VADÁSZ VILMOS

*Országos Meteorológiai Szolgálat, Számítóközpont  
H—1675 Budapest, Pf. 32.*

A szerzők kísérletet tesznek a kihullható víztartalom meghatározására a vízgőz elnyelési sávjában készült digitális műholdfelvétel alapján. A vizsgálatot Közép-Európa fölött, anticiklonális időjárási feltételek mellett, a MOS—1 japán műhold megfigyelési anyagának felhasználásával hajtották végre. A kapcsolatok felállításához a rádiószonda mérésekre támaszkodtak. Arra a következtetésre jutottak, hogy a műholdadatokból csak a középső és felső troposzféra vízgőztartalmát szabad leszámaztatni, míg az alsó troposzférára vonatkozólag a földfelszíni harmatpont alapján célszerű becslést adni. A kihullható víztartalom kiszámítására így nyert összefüggéssel a számított és a mért értékek között 0,89-es korrelációs koeficienset kaptak.

\*

*Determination of precipitable water from WV-image of MOS—1 satellite.*  
An attempt is presented for determining the total precipitable water on the basis of digital water vapor (WV) image. The study is performed for territory of Central Europe in an anticyclonic weather situation using observations by Japanese satellite MOS—1. To establish relationships between satellite data and precipitable waters for different air layers the radiosounding measurements are considered. It is concluded that the precipitable water in the middle and upper troposphere may be derived from satellite images, while in the lower troposphere it can be evaluated from dew points at the earth surface. Applying relationships obtained in such a way for the total precipitable water a correlation coefficient of 0.89 is found between data calculated and measured.

*Bevezetés.* A vízgőz elnyelési sávjára (6,7  $\mu\text{m}$ ) vonatkozó sugármérések már a TIROS műholdakon 1960-ban megindultak. Később, 1966-tól a kísérletek a Nimbus holdakon folytatódtak. Ugyancsak a Nimbus szérián kezdték el a többsávos sugárméréseket a függőleges hőmérsékleti és nedvességi profil leszámaztatása céljából. Ez a rendszer már a 70-es években a NOAA műholdakon operatívává vált. Ennek ellenére a szükséges vevőberendezés és a számítástechnikai feltételek hiányában a meteorológiai szolgálatok jelentős hányadánál e lehetőségeket nem tudták kihasználni. Éppen ezért jelentőségteljesnek kell ítélnünk a 70-es évek végén a METEOSAT geostacionárius műholdon a vízgőz elnyelési sávjában (5,7—7,1  $\mu\text{m}$ ) működő leképező rendszernek a kiépítését, amelyet analóg és digitális adatszolgáltatásra egyaránt alkalmassá tettek. A rendszer a METEOSAT műholdakon azóta is működik. Újabban a kvázi-

poláris pályán keringő japán MOS—1 (Marine Observation Satellite) műholdon is elhelyeztek a vízgőzsávra (6—7  $\mu\text{m}$ ) érzékeny leképző egységet. A geostacionárius műholdról származó felvételek előnye elsősorban nagy területek viszonyainak időben sűrű áttekinthetőségében van, míg a kvázipoláris műholdak felvételei főleg a finom területi felbontás biztosításával lehetnek szerfölött hasznosak.

### 1. Fizikai háttér

Mint hogy a leképezés spektrális tartománya a vízgőznek szinte a teljes elnyelési sávját felöleli, nedves légkörben számottevő sugárzáselnyelés következik be. A légkör alsó részéből kiinduló sugárzás a magasabb rétegekben elnyelődik és a világűrbe főleg a felsőtroposzférikus nedvesség sugárzása jut ki. Ugyanakkor számolni kell azzal, hogy mivel a magasabb rétegekben a vízgőz-koncentráció már alacsony (így a sugárzásáteresztés jelentős), viszonylag vastagabb légréteg sugárzása érvényesül a műholdon mért radianciában. Ezzel szemben szárazabb légköri feltételek mellett az alsóbb régiókból kiinduló sugárzás is eléri a légkör felső határát. Ekkor az alul levő nagyobb vízgőz-koncentráció miatt egy keskenyebb légréteg sugárzása jut el a műholdra. Vegyük figyelembe ugyanakkor azt is, hogy mivel hőmérsékleti sugárzásról van szó, a mérési adatokban végeredményben a világtérbe sugárzó vízgőzrétegek hőmérsékleti viszonyai tükröződnek. Amikor a sugárzás a légkör magasabb rétegeiből származik, alacsonyabb hőmérsékletnek megfelelő energiaszinten megy végbe, ha viszonyt a légkör alsóbb részéből ered, a magasabb hőmérséklettel együttjáró, nagyobb energiaszinttel történik. Tekintettel arra, hogy átlagos viszonyok között a légnedvesség fölfelé haladva exponenciálisan csökken, kimondhatjuk, hogy a műholdfelvételen a hidegebb (világosabb) területek nedvesebb, a melegebb (sötétebb) területek pedig szárazabb légállapotnak felelnek meg.

Poc et al. (1980) szimulációs kísérleteket végeztek arra vonatkozóan, hogy különböző nedvességű modell-légkörök esetén a METEOSAT-on a vízgőzsávban működő radiométer méréseiben milyen légrétegek sugárzása jelenik meg és mekkora súllyal. Nedves légkörnél (teljes kihullható víztartalom,  $W^* = 60,2 \text{ mm}$ ; a 600 hPa-os szint fölötti vízgőzmennyiség,  $W_{600} = 9,6 \text{ mm}$ ) a súlyfüggvény maximuma 350 hPa-ra, száraz légkörnél ( $W^* = 45,3 \text{ mm}$ ;  $W_{600} = 2,6 \text{ mm}$ ) 520 hPa-ra, míg átlagos viszonyok között ( $W^* = 47,1 \text{ mm}$ ,  $W_{600} = 4,4 \text{ mm}$ ) 430 hPa-ra esett. A számított radiancia értékek rendre 0,65, 0,98 és  $0,79 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$  voltak. Végső soron arra a következtetésre jutottak, hogy a vízgőzsávban mért radianciák átlagosan a légkör 600 hPa-os szintje fölötti vízgőztartalommal hozhatók összefüggésbe.

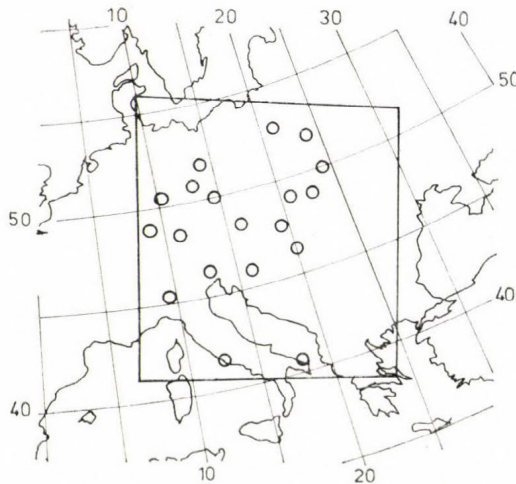
A fentebb mondottak teljességükben csak felhőtlen légkörben helytállóak. A felhőzet ui., amennyiben elegendően vastag, elnyeli az alulról jövő sugárzást, ezért felhős időben a felhőzet magasságától függően módosul a helyzet. A Cirrus felhőzet megnövekedett felsőtroposzférikus nedvességet is jelent, ezért a felvételeken határozottan jelentkezik. A középszintű felhőzet megfigyelhetőségére általában szintén számítani lehet, de egyidejű Cirrus felhőzetnél, vagy a felső troposzférában jelentős vízgőztartalom esetén kevés az esély rá. Az alacsony szintű felhőzet viszont szinte sohasem (legfeljebb rendkívül száraz légkörben, akkor pedig a felhőképződés feltételei hiányoznak) azonosítható a vízgőzfelvételeken.

## 2. Vizsgálat a MOS-1 vízgőz-felvétele alapján

Az 1987. február 19-én felbocsátott MOS—1 műhold mintegy 900 km magasságban kvázipoláris, napszinkron pályán kering. A leszálló pályaszakaszon 10 óra körüli helyi időben metszi az Egyenlítőt. Funkciói között említhetjük a látható és az infravörös tartományban folyó sávos leképezést. A látható felvételek ( $0,5-0,7 \mu\text{m}$ ) 1 mrad-os (nadirpontban 900 m-es), az infravörös felvételek ( $6-7 \mu\text{m}$ ,  $10,5-11,5 \mu\text{m}$  és  $11,5-12,5 \mu\text{m}$ ) 3 mrad-os (nadirpontban 2,7 km-es) felbontással készülnek. Az infravörös tartományban a letapogatás átfedéssel történik úgy, hogy a sávok 1 mrad-nal követik egymást (mint a látható képen), de a 3 mrad-os felbontás miatt az előző sáv kétharmad része ismétlődik (csak egyharmad része lesz új információ). Ami a vízgőz-felvételek fizikai jelentését illeti, lényegében ugyanazok a következtetések vonhatók le, mint amelyet Poc et al. (1980) a METEOSAT-ra vonatkozó vizsgálatai nyomán tettünk.

Az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság anyagi támogatásával sikerült néhány esetben Európa területére a MOS—1 megfigyelési adataihoz hozzájutnunk. Ezekre támaszkodva célul tűztük ki annak megállapítását, hogy a vízgőzsávban mért jelintenzitások az aerológiai mérésekből számított főzobár-felületek fölötti ( $W_p$ ) és teljes kihullható ( $W^*$ ) víztartalommal milyen szoros kapcsolatot mutatnak.

A vizsgálatot 1988. július 26-ra hajtottuk végre. A vizsgálati területet az 1. ábrán mutatjuk be. A terület középső részén a műhold 9.34 UTC-kor haladt át, így a rádiószonda mérésekhez képest mintegy 2,5 órás időeltolódás áll fenn. A terület jelentős részén anticiklon uralkodott, úgyhogy nagy területen derült idő előfordulására lehetett számítani. A látható tartományban készült felvételek alapján kijelöltük a felhővel borított részeket, ahol a vizsgálat a felhőzet elnyelése miatt nem volt lefolytatható. Ezáltal a vizsgálati területen levő 31 rádiószonda mérésből 19 maradt alkalmas eredeti célkitűzésünk megvalósítására, amelyeknek helyét feltüntettük az 1. ábrán. A felszállásokból  $W_p$  és  $W^*$  értékeit a főszintek adatai alapján számítottuk ki.



1. ábra. A műholdfelvétel által lefedett terület és a vizsgálatához felhasznált rádiószondázó állomások

A műhold megfigyelő rendszere a vízgőz információt 8 bites skálán szolgáltatja. Hogy a műholdas és a földi megfigyelési adatok összevethetők legyenek, többféle manipulációra volt szükség. Tekintettel arra, hogy az anticiklon területén az 500 hPa-os szinten csak néhány fokos hőmérsékletingadozás volt tapasztalható, a hőmérsékleti inhomogenitásból eredő — eléggé nehezen kezelhető — különbségek interpretálásával nem foglalkoztunk. Mivel a műhold zenitszöge ( $\Theta$ ) állomásonként változott, a műholdadatokkal az optikai úthosszakat (a kihullható víztartalom értékeinek  $\sec \Theta$ -val való szorzatait) hoztuk kapcsolatba. További gondot jelentett a két megfigyelés közötti időkülönbséggel járó hiba minimalizálása. Ennek érdekében a földi mérőállomások körül a műholdas jelintenzitások átlagértékeinek előállításához a rácsablakokat elegendő nagyoknak kellett választani. Ezáltal remélni lehetett, hogy a felszállás során mért részecskék a vizsgálati ablakon belül esnek. A vizsgálati ablakokat  $15 \times 15$ ,  $25 \times 25$ ,  $35 \times 35$ ,  $55 \times 55$  és  $75 \times 75$  képelemből állónak vettük fel. Ezek a vetületi pálya mentén rendre  $13,5 \times 13,5$ ,  $22,5 \times 22,5$ ,  $31,5 \times 31,5$ ,  $49,5 \times 49,5$  és  $67,5 \times 67,5$  km<sup>2</sup>-nek feleltek meg. Az így leszármaztatott adatok regressziós vizsgálatot végeztünk, annak eredményét az 1. táblázatban közöljük.

A különböző méretű rácsablakokra kapott eredmények között lényeges eltérés nincs, mégis a két legkisebb ( $15 \times 15$ -ös és  $25 \times 25$ -ös) ablakra a kapcsolat szorossága valamivel gyengébbnek bizonyult a többinél. Ennek okát részben a földrajzi azonosítás pontatlansága, részben a két megfigyelés közötti időeltérés magyarázhatja. Ha ti. csak  $5 \text{ m s}^{-1}$  átlagos szélességet tételezünk fel, akkor is 43,8 km-es elmozdulás következik be. Az anticiklonális helyzet miatt a szélességek nem voltak nagyok, irányuk viszont annál változókéonyabb volt. Ez a tény játszhatott közre abban, hogy a három nagyobb ( $35 \times 35$ -ös,  $55 \times 55$ -ös és  $75 \times 75$ -ös) rácsablakra a korrelációs koeficiensek szinte megegyeznek. Az egyik állomáson bekövetkező javulást a másik állomáson jelentkező romlás kompenzálhatta, ugyanakkor a rácsablakok növekedésével

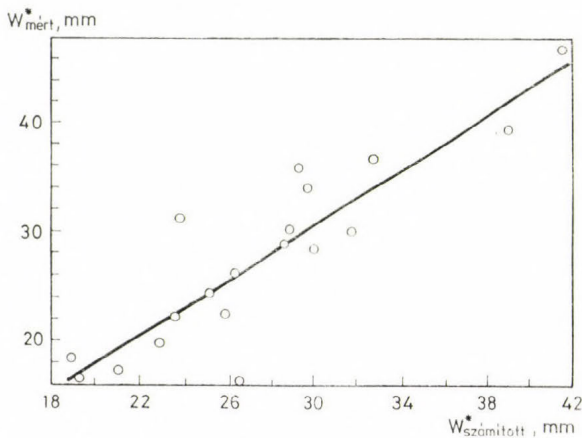
### 1. TÁBLÁZAT

*A fűzőbárjelületek fölötti rétegekre a vízgőz-felvételből különböző méretű rácsablakokra levezetett és a rádiószonda felszállásokból számított kihullható víztartalom ( $W_p$ ) közötti kapcsolat ( $W^*$  — a teljes kihullható víztartalom,  $a$  — a regressziós együttható,  $b$  — az állandó,  $r$  — a korrelációs koeficiens)*

Rácsméret	Regresszió	$W_{500}$	$W_{700}$	$W_{850}$	$W^*$
$15 \times 15$	$a$	-0,08	-0,55	-1,02	-1,21
	$b$	5,82	37,64	72,64	97,23
	$r$	0,67	0,79	0,77	0,66
$25 \times 25$	$a$	-0,08	-0,56	-1,03	-1,23
	$b$	5,84	37,94	73,33	98,13
	$r$	0,66	0,80	0,78	0,67
$35 \times 35$	$a$	-0,08	-0,58	-1,08	-1,30
	$b$	5,81	39,04	76,09	102,33
	$r$	0,65	0,81	0,80	0,70
$55 \times 55$	$a$	-0,08	-0,59	-1,10	-1,32
	$b$	5,95	39,56	76,91	103,06
	$r$	0,66	0,81	0,80	0,69
$75 \times 75$	$a$	-0,08	-0,58	-1,10	-1,32
	$b$	5,92	39,29	76,65	103,06
	$r$	0,66	0,81	0,80	0,69

az áramlással ellentétes térfélben már a rádiószonda méréstől lényegesen különböző nedvességtartalmú képelemek is beszámításra kerülhettek.

Az ablakok méretének nagyobbodásával szükségszerűen együttjáró simítás hatása látszik a meredekségnek és a konstansnak növekedésében. Feltűnő, hogy a  $35 \times 35$ -ös ablaknál a két mennyiség értéke „beáll”, a nagyobb ablakoknál már alig változik. Ez megnyugtató a levezetett összefüggések stabilitása szempontjából. Látható az is, hogy a műholdadatokat legjobban a 700 hPa-os szint fölötti nedvességtartalommal vannak kapcsolatban ( $r = 0,81$ ), de alig marad el a 850 hPa-os szint fölötti víztartalomra kapott korrelációs koefficiens ( $r = 0,80$ ). Ez a körülmény megkülönböztetett figyelmet érdemel, némileg



2. ábra. A teljes kihullható víztartalom számított és mért értékeinek illeszkedése (az adatok optikai úthosszban vannak kifejezve)

azonban ellentmond *Poc et al.* (1980) által levont következtetéseknek. Véleményünk szerint ez az ellentmondás azzal oldható fel, hogy az idézett munkában a légköri modellekben irreálisan magas kihullható víztartalommal számoltak. Esetünkben a vizsgálati területen a teljes kihullható víztartalom átlaga 24,5 mm volt. Álláspontunkat az is alátámasztja, hogy *Takács* (1986) nyomán ez az érték Európa fölött a június—szeptember periódus alatt átlagosnak tekinthető. A nedvesség növekedésével a légkör vízgőztartalmának műholdas meghatározhatósága a troposzféra mind magasabban fekvő rétegeire szűkül le.

A műholdadatokat a teljes kihullható víztartalmat 0,70-es korrelációs koefficienssel tudták produkálni. Az 1. táblázat alapján nyilvánvaló, hogy a becslés pontossága akkor lenne növelhető, ha valamilyen módon az alsó troposzféra (legalábbis a 850—1000 hPa közötti réteg) vízgőzkészletére szert tennénk. Erre a célra legmegfelelőbbnek a földfelszíni harmatpont értékek felhasználását éreztük. A szinoptikus állomásokról óránként állnak rendelkezésre ezek az adatok. Szárazföld fölött az állomások sűrűn helyezkednek el, ott részletes eloszláshoz juthatunk, tengeren azonban a mérőhelyek nagy távolsága miatt le kell mondanunk az e fajta próbálkozásról. A felszíni harmatpont adatok említett célú alkalmazhatóságának megállapítása végett regressziós analízist hajtottunk végre. A felszíni harmatpontok és az alsó troposzféra különböző vastag rétegei, valamint a teljes légszlop nedvességtartalma közötti regresszió eredményét a 2. táblázatban mutatjuk be.

## 2. TÁBLÁZAT

A földfelszínen mért harmatpont kapcsolata különböző légrétegek ( $W_{p2}^{D1}$ ) és a teljes légoszlop ( $W^*$ ) vízgőztartalmával ( $a$  — a regressziós együttható,  $b$  — az állandó,  $r$  — a korrelációs koefficiens)

Regresszió	$W_{1000}^{850}$	$W_{1000}^{700}$	$W_{1000}^{500}$	$W^*$
$a$	0,77	1,08	1,12	1,07
$b$	1,55	4,38	7,98	9,77
$r$	0,85	0,69	0,57	0,53

A 2. táblázat egyértelműen bizonyítja, hogy a földfelszínen megfigyelt harmatpontok alapján az alsó troposzféra, legalábbis annak alsó 150 hPa<sub>1</sub> vastag rétege vízgőzkészlete jól becsülhető. Ennél fogva megkísérelhetjük a kihullható víztartalom kiszámítását olyan módon, hogy a 850 hPa-os szint alatti nedvességet a felszíni harmatpontokból, a felette lévő nedvességet pedig a műholdadatokból vezetjük le. A kísérletet a 35 × 35-ös rácsablakra kapott regressziós egyenletre támaszkodva végeztük el. A két regressziós egyenlet egyesítésével a kihullható víztartalomra a következő összefüggést kaptuk:

$$W^* = 0,77 T_a - 1,08 B_s + 77,64,$$

ahol  $T_a$  a felszíni harmatpont,  $B_s$  pedig a vízgőz-felvételről a mérőállomás körzetére számított átlagos jelintenzitás. A számított és mért adatok között 0,89-es korrelációs koefficienset kaptunk, 3,1 mm-es átlagos abszolút hiba mellett. Az adatok illeszkedését a 2. ábrán mutatjuk be. (Az aerológiai mérések optikai úthosszban megadva szerepelnek.)

## 3. Következtetések

A tanulmányban módszert mutattunk be a kihullható víztartalom földfelszíni és műholdas adatok együttes felhasználása alapján történő becsülésére. Az eljárás lényege, hogy a 850 hPa-os szint alatti vízgőz mennyiségét a talajfelszíni harmatpontból, a fölötte levő nedvességet pedig a vízgőzfelvétel alapján állítjuk elő. A kísérleti eredmények szerint a kihullható víztartalom elfogadható pontossággal ( $r = 0,89$ ) számítható. A közelítés előnye elsősorban abban van, hogy a szinoptikus állomásoknak megfelelő sűrűséggel lehet adatokhoz jutni, vagyis a rádiószondázó állomások által hagyott űr feltölthető.

A módszer alkalmazására a vízgőzsávban mért műholdas sugárzási adatok és a rádiószondával mért, fősziintekre vonatkozó kihullható víztartalom közötti regressziós analízis eredményei jogosítanak fel. Az összefüggéseket a vizsgálati területen belül  $W^* = 24,5$  mm-es átlag mellett kaptuk. A próbálkozás sikere figyelmeztető, hogy mennyire nem szabad mereven tekinteni azt a megállapítást, hogy a vízgőzsávból vett képi adatok a felső troposzféra nedvességéről tájékoztatnak. Mindig az aktuális nedvességi viszonyok döntik el, hogy a légkör milyen mélységig vesz részt a világtérbe távozó sugárzás kialakításában.

Növekvő légnedvesség esetén a módszer alkalmazhatósága csökken, mivel a műholdas adatok egyre inkább a felső tropozszférára lesznek jellemzők. Ekkor előtérbe kerül vastagabb légréteg vízgőztartalmának becslése a talajfelszíni harmatpontból természetesen kisebb megbízhatósággal (lásd 2. táblázat).

Végül nem szabad figyelmen kívül hagynunk azt a tényt, hogy az infravörös vizsgózsván műholdas nedvesség számításra csak derült időben, legfeljebb alacsony felhőzet esetén alkalmas. Amennyiben közép- és főleg magasszintű felhőzet is létezik, le kell mondani a módszer alkalmazásáról.

#### 4. Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki az Országos Műszaki Fejlesztési Bizottságnak azért az anyagi támogatásért, amellyel lehetővé tették a digitális műholdfelvételek beszerzését és a kutatást finanszírozták; a számítástechnikai munkák elvégzéséért *Kollár Zoltánnak*, a Számítóközpont technikusának mondanak köszönetet.

#### IRODALOM

- Poc, M. M., Roulleau, M., Scott, N. A. and Chedin, A., 1980: Quantitative Studies of Meteosat Water-Vapor Channel Data. J. Appl. Meteor. 19, 868—876.*
- Takács Á., 1986: A potenciálisan kihullható vízmennyiség évszakos és havi átlagértékei Európában. OMSZ Kisebbségi Kiadványai 62.*
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94, No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A területi párolgás meghatározása Magyarországon

DUNKEL ZOLTÁN, STOLLÁR ANDRÁS, SZABÓ TIBOR  
és TIRINGER CSABA

*Központi Meteorológiai Intézet  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

A meteorológiai gyakorlatban számos közelítő módszert és mérési eljárást dolgoztak ki a párolgás meghatározására és ennek területi általánosítására. A magyar gyakorlatban kidolgozott empirikus módszer alkalmazását mutatjuk be a rendelkezésünkre álló teljes napi klímaanyag felhasználásával. A területi párolgás meghatározását ebben az esetben sűrű pontszerű számításokra vezetjük vissza. Távérzékelte felszínhőmérséklet alkalmazásával lehetőség van a tényleges területi párolgás meghatározására. A párolgás számszerű értékének meghatározása helyett egy stressz-indexet vezetünk be, amely alkalmas az állomány vízellátottságának értékelésére.

\*

*Evaluation of areal evapotranspiration in Hungary.* Several approximate methods and measuring systems have been developed to determine the evapotranspiration and to calculate its areal value. The application of empirical method established in Hungarian practice is shown using the whole meteorological observation collected every day. In this case the problem of the areal evapotranspiration is solved using very dense territorial calculation. Using remotely sensed skin temperature it is possible to determine the realistic areal value. Instead of calculation of ET value a stress-index is introduced which is suitable to evaluate the water supply of plant stand.

Az evapotranspiráció meghatározása az agrometeorológia egyik alapfeladata. A növényállománnyal borított felszínről eltávozó víz mennyiségét olyan egyszerűen és egyértelműen nem tudjuk megmérni ahogy más meteorológiai elemek értékét, így a párolgás meghatározásának kérdése nem lehet befejezett probléma a meteorológiában. Az összes, a természetben előforduló felszínnek közül még a szabad vízfelszín párolgását lehet a legkönnyebben és talán a legpontosabban megmérni. A csupasz talaj párolgása sem csak a meteorológiai elemek függvénye. Bonyolultabb a helyzet akkor, ha növényzet van jelen. A mezőgazdasági gyakorlat szempontjából nem az evapotranspiráció számszerű értéke az érdekes információ, amelynek, mint meteorológiai elemnek önmagában is van jelentősége a klimatológiai vizsgálatok szempontjából. A gyakorlati felhasználót csak az érdekli, hogy elegendő-e a növény számára a víz a talajban, vagy stressz helyzet van. Két eljárást mutatunk be. Az egyik a magyar gyakorlatban használt hagyományos eljárás a talajnedvesség meghatározására, a másik egy új technika adta lehetőség felhasználása a növényi stressz-helyzet kimutatására.

*A talajnedvesség változásának meghatározása a potenciális  
evaporáció empirikus számításának felhasználásával*

A növényállománnyal borított talajfelszín napi párolgása meghatározható az

$$E = k \cdot w \cdot PE \quad (1)$$

összefüggéssel, ahol

$k$  — növénykonstans, értéke függ a növény fajtájától és az állomány fejlettségétől. Értékét evapotranspirométeres mérések alapján lehet meghatározni (Posza és Stollár 1984)

$w$  — értéke 1, ha  $2 \cdot TDV/DV$  nagyobb mint 1, egyéb esetben pedig  $= 2 \cdot TDV/DV$ -vel, ahol  $TDV$  a tényleges diszponibilis víz,  $DV$  a maximális diszponibilis víz. (Értelmezésüket az 1. ábrán szemléltetjük.)

$PE$  — a potenciális evapotranspiráció, értékét Antal (1968) empirikus összefüggése alapján számítjuk ki:

$$PE = a (1 + \alpha \cdot t_k)^b (e_s - e)^c \quad (2)$$

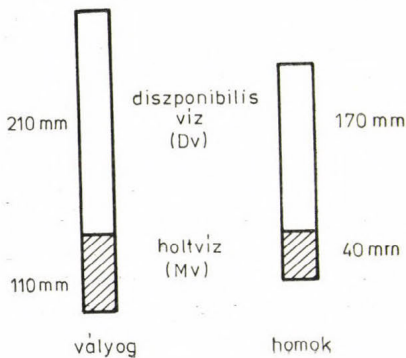
$t_k$  a napi középhőmérséklet,  $e_s$  a telítési gőznyomás napi közepe,  $e$  — a tényleges gőznyomás napi közepe.

A vizsgált növényvel borított talajréteg vízkészletének változását napi bontásban a:

$$TDV_{i+1} = TDV_i - E + P \quad (3)$$

összefüggéssel határozzuk meg. A számításban az  $i = 0$ . nap február 28-a. A kezdő diszponibilis értéket a talajnedvességmérő hálózat (2. ábra) március 1-i mérése alapján határozzuk meg. Az évek többségében  $TDV_0 = DV$  eset áll fenn.

A számítási módszer az adott mérési pontra vonatkozik. Területi értéket külön nem állítunk elő, hanem a magyar szolgálat által gyűjtött teljes éghajlati anyag felhasználásával sűrű rácshálózat pontjaira külön-külön kiszámítjuk a talajnedvesség időbeli alakulását, az ország teljes területére, 327 rácspontra (3. ábra). A ráctávolság 17,3 km. Az ábrán egy ténylegesen számított eloszlást mutatunk be. A rácspontokra írt értékek a modell alapján a meteorológiai adatokból számított diszponibilis víz értékét adják meg az 1 méteres



1. ábra: A diszponibilis és holtvíz aránya vályog és homok talaj esetében  
(VK = DV + HV, vályogra VK = 320 mm/1 m, homokra VK = 210 mm/1 m)

rétegre vonatkozóan vízoszlop milliméterben. Az ábrán kiemelt rész azt mutatja, hogy a felhasználó miként értelmezheti az országos eloszlást a saját területére.

A szolgáltatás jelenleg 8 változatot ölel fel:

növény: búza, kukorica  
talajtípus: homok, vályog  
talajréteg: 0—50 cm, 0—100 cm

A számítás alapját 124 klímaállomás számított napi középhőmérsékletének és napi csapadékának összege, valamint 60 állomás relatív nedvességének értéke adja. Ezekből az adatokból interpolációval képezzük 327 pontra a számításához szükséges meteorológiai elemeket, minden egyes rácsponthoz a három legközelebbi állomás adatait használva:

$$x_i = \sum_{j=1}^3 p_{i,j} \cdot x_{i,j}$$

ahol

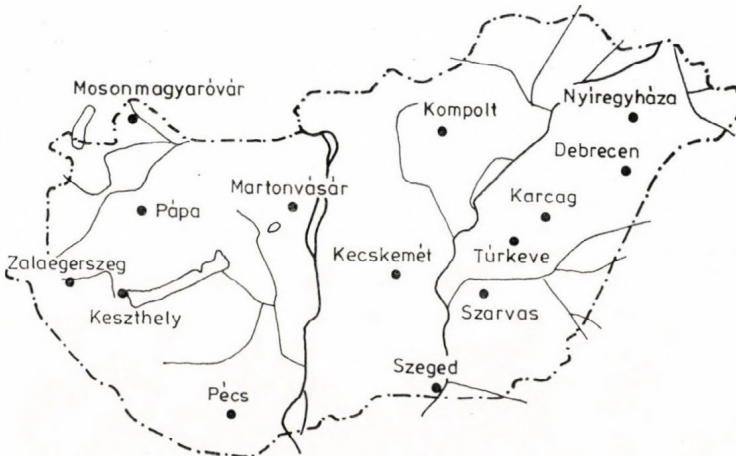
$i$  — a rácspont

$x_{i,j}$  — az  $i$ -edik rácsponthoz felhasznált mért meteorológiai adat

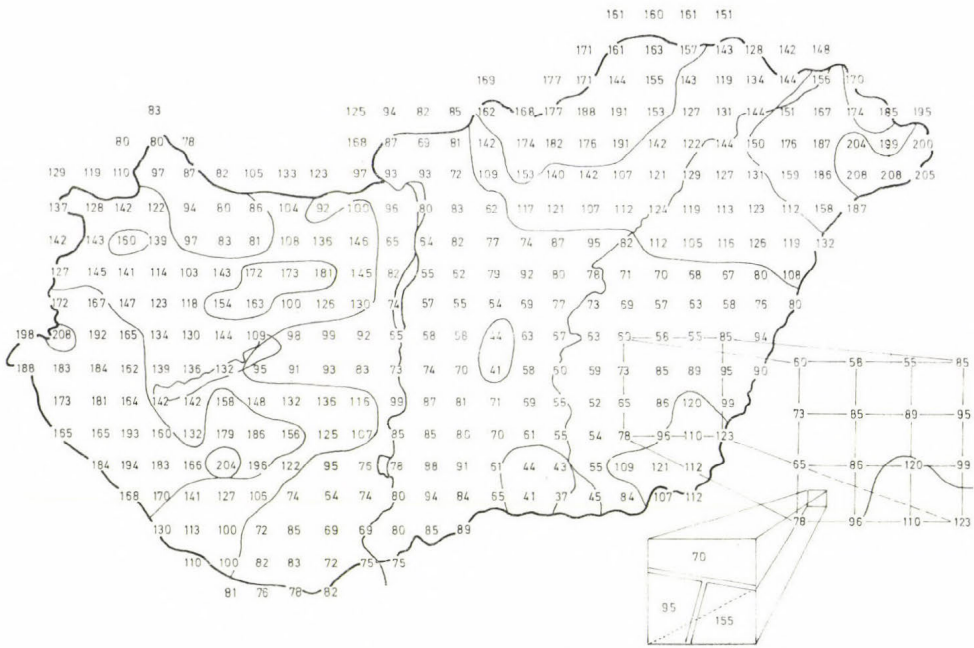
$$p_{i,j} \text{ — súlytényező, } \sum_{j=1}^3 p_{i,j} = 1$$

A módszer próbája a talajnedvesség mért értékének eltérése a számított adattól. Ennyi pontra nem lehet megvalósítani, még alkalomszerűen sem a talajnedvesség mérését. Lényegesen kevesebb helyen van lehetőség a számítások ellenőrzésére. A talajnedvességmérő-hálózat csupán 14 állomásból áll. A lehetőségeknek megfelelően mindkét állomány alatt 10 naponként mérik a talajnedvesség alakulását.

A számítások a talajnedvesség időbeli menetét rendre jól követik. Az 1988-as évben a mért és a számított érték eltérése seholsem haladta meg a 15 mm-t. Ez az érték — figyelembe véve a talajnedvesség mérés bizonytalanságát is — elfogadható.



2. ábra: A magyar meteorológiai szolgálat által üzemeltetett talajnedvességmérő hálózat



3. ábra: A rácspontokra számított talajnedvesség értékek

### A növény vízellátottságának becslése távérzékeléssel

Az evapotranspiráció meghatározására kidolgozott módszerek minden esetben egy pontra vonatkoznak. A gyakorlati felhasználásra területi értékre van szükségünk. Az előbb vázolt empirikus módszert a ténylegesen mért (pontoszerű) meteorológiai adatok mennél nagyobb területre történő szétbontásával próbáljuk „területi értéké” alakítani, azáltal, hogy viszonylag sűrűn fedjük le az ország területét számított evapotranspiráció, illetve talajnedvesség adatokkal.

A távérzékelés lehetőséget ad a növényállomány felszínhőmérsékletének és a felszínre vonatkozó sugárzási egyenlegnek a meghatározására. Ezek birto-  
kában az energiaháztartási módszerrel meghatározhatjuk az evapotranspiráció értékét:

$$E = \frac{1}{L} \left( R_n - G - \rho \cdot c_p \frac{T_c - T_a}{r_a} \right) \quad (4)$$

ahol

$R_n$  — nettó sugárzás,

$G$  — talaj-hőáram,

$\rho$  — levegő sűrűsége,

$c_p$  — állandó nyomáson vett fajhő,

$T_c$  — távérzékelte felszínhőmérséklet,

$T_a$  — talajközeli (standard) léghőmérséklet,

$r_a$  — talajközeli légréteg aerodinamikai ellenállása.

A módszer lehetővé teszi a növényállománnyal borított felszín párolgásának meghatározását a távérzékelte felszínhőmérséklet, a talajközeli mért

standard meteorológiai adatok, valamint az akár távérzékelési, akár talajközeleli módszerrel meghatározott sugárzási egyenleg alapján.

*A növényállomány vízellátottságának becslése távérzékelte felszínhőmérséklet alapján*

A növényállomány vízellátottságát értékelhetjük anélkül, hogy a tényleges evapotranspirációt, s ennek alapján a talajnedvesség változását meghatároznánk. Jó vízellátottságú állomány párolgása potenciális. A növény vízellátottságát azzal jellemezzük, hogy párolgása mennyire tér el a potenciális párolgástól. Egy viszonyszámot vezetünk be, amely a felszínhőmérséklet méréssel ad információt vízellátottságról, s ezt az indexet *víz-stressz* indexnek nevezzük.

A felszínközeli szenzibilis hőáramot a

$$H = \frac{c_p}{r_a} (T_c - T_a) \quad (5)$$

összefüggéssel, míg a latens hőáramot a

$$L \cdot E = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma(r_a + r_c)} (e_{c,s} - e_a) \quad (6)$$

kifejezéssel határozhatjuk meg, ahol

$r_c$  — a növényállomány ellenállása a vízmozgással szemben,

$e_{c,s}$  — a felszínhőmérsékletre tartozó telítési gőznyomás

$e_a$  — a levegőben mért tényleges gőznyomás.

Vezessük be a

$$\Delta = \frac{e_{c,s} - e_{a,s}}{T_c - T_a} \quad (7)$$

jelölést. A felszíni energiaháztartási egyenletbe (4) behelyettesítve, s a talajközeli hőáramot elhanyagolva, az egyenletet a felszín és a léghőmérséklet különbségre megoldva kapjuk:

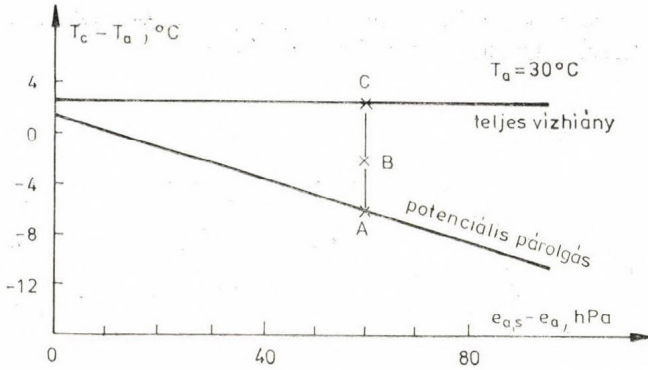
$$T_c - T_a = \frac{r_a R_n}{\rho \cdot c_p} \cdot \frac{\gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} - \frac{e_{s,a} - e_a}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (8)$$

Két szélsőséges eset áll fenn. Az egyik esetben teljes vízhiánnyal kell számolnunk. A növény már nem képes vizet felvenni a talajból. Ebben az esetben az

$$r_c \rightarrow \infty$$

közelítést alkalmazzuk, s a (8) összefüggés egyszerű alakot ölt:

$$T_c - T_a = \frac{r_a R_n}{c_p} \quad (9)$$



4. ábra: A víz-stressz index (CWSI) értelmezése

A másik szélsőséges helyzet a korlátlan vízutánpótlás. Az állomány párolgása potenciális, a sztómaellenállás közelít a zérushoz:  $r_c \rightarrow 0$

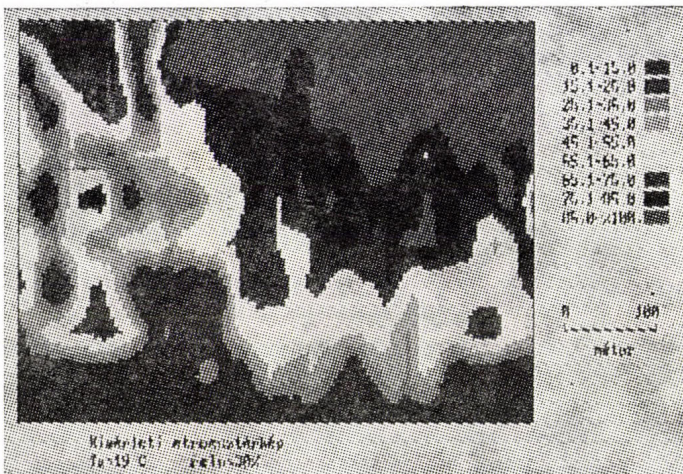
A felszínhőmérséklet és a felszínközeli léghőmérséklet különbsége ebben az esetben a felszínközeli mért telítési hiány lineáris függvényeként adható meg:

$$T_c - T_a = \frac{r_a R_n}{\rho \cdot c_p} \cdot \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} - \frac{1}{\Delta + \gamma} (e_{a,s} - e_a) \quad (10)$$

A növény vízellátottságát jellemezhetjük azzal, hogy párolgása milyen mértékben tér el a potenciális párolgástól. Bevezetünk egy dimenzió nélküli számot, amelyet *CWSI*-vel jelölünk és víz-stressz indexnek nevezünk:

$$CWSI = 1 - E/PE \quad (11)$$

A növényi víz-stressz index (*CWSI*) értéke 1 és 0 között változik aszerint, hogy az állomány párolgása mennyire közelít a potenciális párolgáshoz. Mivel



5. ábra: A stressz-index területi eloszlása egy kísérleti mérés során

a tényleges párolgás meghatározása nem mindig oldható meg, így az elméleti *CWSI* értéket sem tudjuk képezni. A megelőző levezetés azonban lehetőséget ad arra, hogy a víz-stressz mértékét meghatározzuk pusztán felszínhőmérséklet és talajközeli telítési hiány mérésével. A 4. ábrán felrajzoltuk a két szélsőséges helyzetet jellemző egyenest, amelyet a (9), illetve a (10) összefüggésből számítottunk. A víz-stressz mértékét a mért hőmérsékletkülönbség és telítési hiány által kijelölt pontnak a vízszintes egyenestől (9) mért távolságának és az erre a pontra illesztett függőleges egyenesnek a (9) és (10) összefüggések által definiált egyenesek közé eső szakasza hosszának a hányadosa határozza meg. A tényleges mérések a magas napállások esetén egyeznek meg az elméleti megfontolásokkal (Jackson et al. 1981 és 1988).

A növényállomány vízellátottságát így már meghatározhatjuk a felszínhőmérséklet infravörös-hőmérővel végzett mérése és a talajközeli telítési hiány meghatározása alapján. Az 5. ábra egy sárkányrepülőre helyezett infrahőmérő méréseiből készített stressz-térképet mutat be.

### Összefoglalás

A területi párolgás meghatározásával foglalkozva a kérdés érdemi megválaszolása nélkül két módszert mutattunk be, amelyet a gyakorlat hasznosíthat. A magyar megfigyelések maximális felhasználásával a vetésszerkezet és a talajfajta ismeretében számított talajnedvességnek az értékeivel lefedtük az országot, lehetőséget adva a felhasználónak a megfelelő érték kiválasztására. A távérzékelés eleve területi értéket ad. A mérés felbontásától függ, hogy mekkora területre érvényes a számított stresszindex. A módszer fejlesztés alatt van. A módszer fejlesztés alatt van. Alkalmazható nagy területek vizsgálatára, műholdas mérések birtokában, vagy táblaszintű értékek meghatározására talajközeli mérésekből.

### IRODALOM

- Antal E., 1968: Az öntözés előrejelzése meteorológiai adatok alapján. *Kandidátusi értekezés*, 147 old.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J. and Pinter Jr., P. J., 1981: Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicator *Water. Res. Res.*, 17, 1133–1138.
- Jackson, R. D., Kustas, W. P. and Choudhury, B. J., 1988: A reexamination of Crop Water Stress Index. *Irrig. Sci.* 9, 309–317.
- Posza I. és Stollár A., 1983: A tényleges párolgás számításához használt növénykonstansok értékei többévi mérés alapján. *Időjárás*, 88, 170–181.

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service, Vol. 94, No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A csapadékeloszlás időbeli átrendeződése Magyarországon

AMBRÓZY PÁL, KOFLANOVITS ERIKA és KÖVÉR BÉLÁNÉ

*Központi Meteorológiai Intézet  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

Az ország viszonylag sűrű és régóta működő csapadékmérő hálózata lehetővé teszi, hogy a csapadékeloszlás változását részletes területi és időbeli felbontásban nyomonkövethessük. Ennek érdekében az 1901—1989 közötti időszakokra 5 éves csúsztatással előállítottuk a 30 évi havi és évi csapadékatlagokat (1901—30, 1906—35, . . .). Ily módon minden hónapra, illetve az éviösszegekre 13—13 térkép szerkeszthető. A térképsorozatokról egyrészt videófelvételt készült, ami megkönnyítette az időbeli változások vizuális felderítését és nyomonkövetését, másrészt kiválasztottuk az egymástól legjobban különböző 30 évi átlagok térképeit és elkészítettük ezek különbségi, illetve hányados-térképeit. Ez utóbbiak részletes elemzését tartalmazza a dolgozat.

\*

*Rearrangement of the distribution of precipitation in Hungary.* A relatively dense network of precipitation stations operates since the beginning of this century in Hungary. This circumstance allows to perform a detailed investigation of changes of temporal and areal distribution of precipitation distribution. For this reason, 30 years mean values were calculated for all stations, first for the period 1901—1930, then 1906—1936 etc. until 1961—1989. In this way 13 maps were constructed for the mean monthly and annual precipitation amounts. These maps were recorded on video tape to ease the visual inspection of changes. Difference and quotient maps were constructed between the most differing 30 years average fields. An analysis of these maps are given in this paper.

*Bevezetés.* Az éghajlati normálértékek fogalma nagyjából 150 éves múltat tekinthet vissza: 1840-ben jelent meg először *Dove*-nak egy tanulmányában. Az ezidőtájt (pontosabban 1839-ben) született *Julius Hann*-nak nagy szerepe volt abban, hogy a múlt század vége felé a normálértékek váljanak a leíró éghajlattan legfőbb eszközévé (*Guttman*, 1989). Az IMO, majd a WMO is sokat foglalkozott a normálértékek definíciójával, számítási módszerével, annak ellenére, hogy ezek mellett az éghajlat jellemzésének számos más módja és eszköze rendelkezésre áll. Ma is érvényes az a szabály, hogy a normálértékek 30 évi periódusokra számíthatók, mégpedig az 1901, 1931, ill. (jövő évtől) az 1961-től kezdődő időszakokra (*WMO*, 1984). A normálértékeknek ez az időbeli csúsztatása mintegy elismeri azt a tényt, hogy az éghajlat nem állandó, hanem ingadozik, sőt változik.

Hazai éghajlatkutató elődeink is tömördek normálértéket számítottak ki, térképeztek, publikáltak az elmúlt száz év alatt. Nem is könnyű eligazodni

a különböző (nem is mindig 30 éves) időszakokra, különböző állomássűrűség mellett számított és különböző vetületű, méretarányú térképeken megjelenített elem-eloszlások között. Így elég nehéz feladatra vállalkozik az, aki e térképek alapján próbálja meg az évtizedes nagyságrendű változások felderítését.

Dolgozatunk egyik célja az, hogy az 1901-től napjainkig terjedő időszakban az említett heterogenitást kiküszöbölve, *azonos* számítási és megjelenítési elvek szerint bemutassuk a hazai csapadékeloszlás időbeli változását.

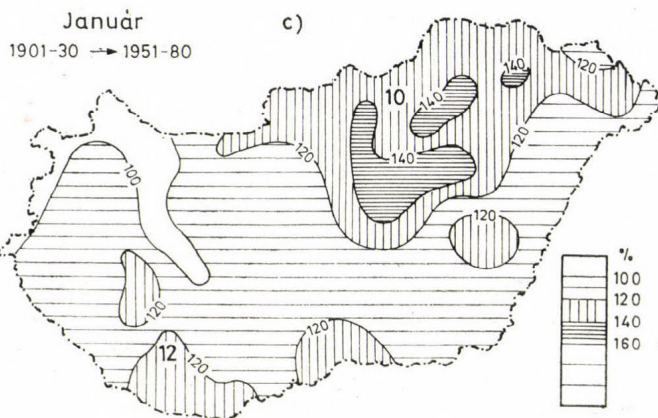
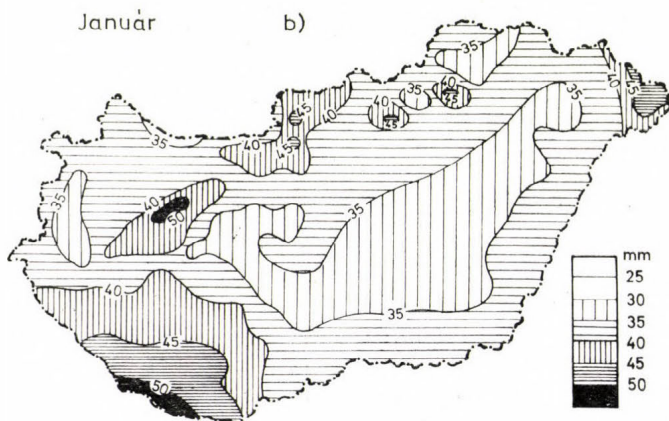
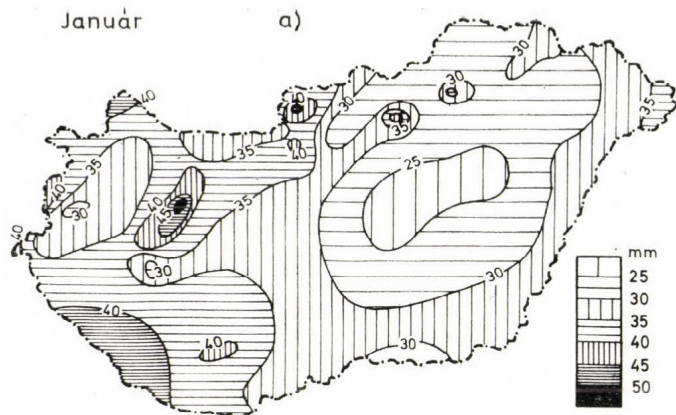
Ennél talán még fontosabbnak tartjuk a második célt, a trendvizsgálatok körültekintő megalapozását. A hosszútávú időbeli változások elemzése az idő-sor-analízis matematikai módszerei, a lineáris, ill. periódikus trendelemzések korrekt lehetőséget kínálnak, ám alkalmazásuk bizonyos szempontból korlátozott. Éspedig: a trend értékei szigorúan csak a vizsgált időszakaszra vonatkoztathatók; ha akár 10 évvel korábbra vagy későbbre toljuk a 30, 50 vagy éppen a 80 évi szakasz kezdetét, értékét és előjelét tekintve is esetleg más-más tendencia igazolódik. Másik probléma a számított tendenciák területi érvényessége. Tapasztalatból tudjuk, hogy az ország különböző tájain egy-egy évszak, vagy méginkább egy-egy hónap csapadékában szimultán lép föl növekvő és csökkenő tendencia, azonban jelenleg nem áll rendelkezésre olyan számítógépes eljárás, hogy a különböző előjelű és értékű tendenciákat területileg elhatároljuk.

Mindamelett, hogy az idősoranalízis korrekt matematikai módszereit továbbra is alkalmazni kívánjuk, az elmondott korlátok leküzdésére, ill. előzetes minőségi információk szerzésére az éghajlati elemzések hagyományos, empirikus eszköztárához folyamadtunk. 89 esztendőn átívelő térképsorozatot készítettünk, 30 évi átlagokkal, 5 évenkénti csúsztatással. Ezzel azt a célt kívántuk elérni, hogy időben és térben egyaránt követhessük — mintegy vizuálisan megjelenítve — minden bonyolult matematikai számítás mellőzésével a csapadékmennyiség idő- és térbeli pulzációit.

### *Felhasznált adatok, a számítás módja*

Magyarország 162 csapadékmérő állomásáról rendelkezünk legalább 1901-ig visszamenőleg számítógépes adathordozón tárolt havi csapadékösszegekkel. Ezen kívül felhasználtuk az 1951-től napjainkig az összes most is működő állomásra kiterjedő csapadék adatbázist.

Ezen adatok segítségével öt évi csúsztatással 30 évre terjedő havi átlagokat számítottunk, kezdve az 1901—30 közötti időszakokkal és befejezve az 1961—88 (28 évi) időszakokkal. Ilymódon mindegyik hónapra 13 térképet készítettünk el. A nagy mennyiségű térképelemzés elkerülése érdekében csak az évszakok középső hónapjaira, ezen kívül a nagy változékonyságot mutató márciusra és novemberre, valamint az évi összegre vonatkozó térképeket analizáltuk, összesen 91-et. Az eredmények vizuális megjelenítésére a térképsorozatok videofelvételét találtuk legalkalmasabbnak, mert így lehetőség nyílt az időbeli változások többszörösen ismételt nyomonkövetésére. Ezen túlmenően mindazon hónapoknál, ahol a csapadék mennyisége időben markánsan változott, ott *különbségi*, ill. *hányados* térképeket készítettünk a legcsapadékosabb, ill. legszárazabb 30 évi átlagtérképek között. Egy-két helyen a hányados térképeken számok is láthatók, ezen a legmarkánsabb helyeken a két szélsőséges 30 esztendő átlagának különbségei, mm-ben kifejezve. A továbbiakban e térképsorozatok alapján a kiválasztott hónapok mindegyikére ismertetjük a csapadékmező időbeli változásainak legfőbb jellemzőit.



1. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) januárban (a: 1901—1930; b: 1951—1980; c: az a és b térkép hányadosa)

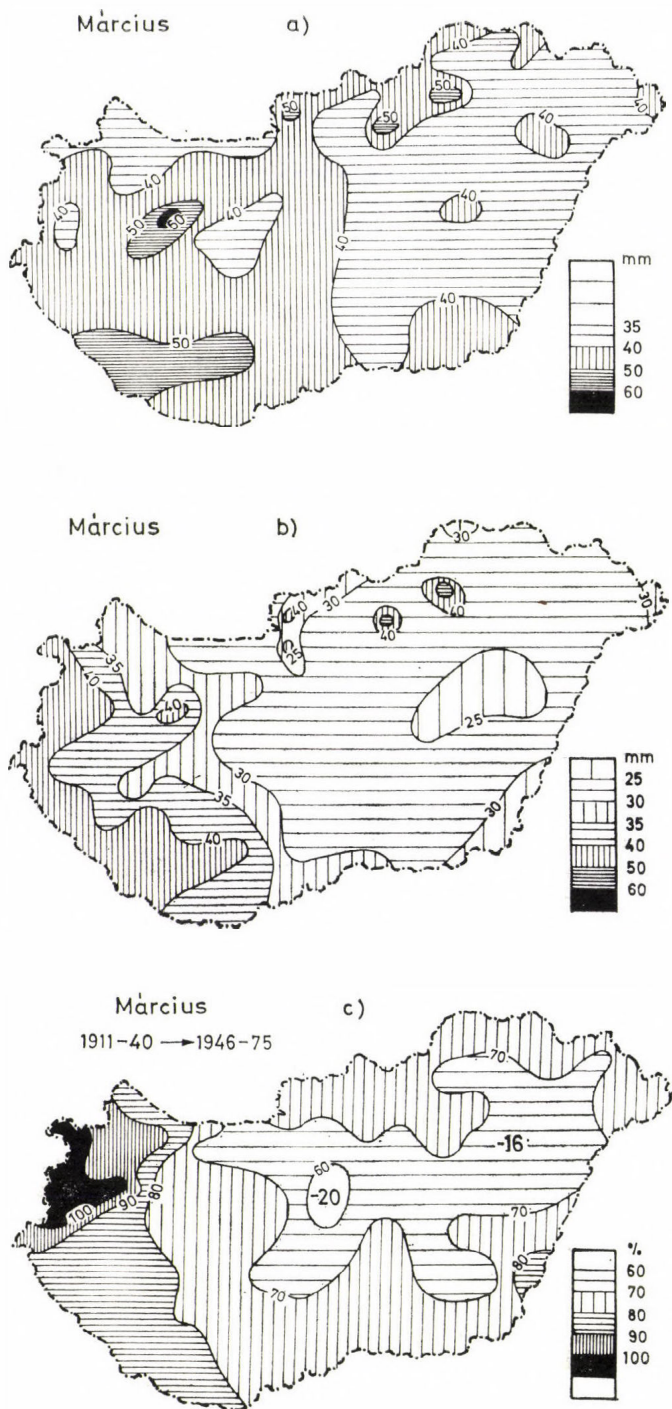
Mint hogy e dolgozatban terjedelmük miatt az összes térkép bemutatására nincs lehetőség, csak a legmarkánsabbban különbözőkre korlátozódunk, valamint ezek hányadosára. A teljes térképsorozat videofelvétele a szerzőknél megtekinthető.

*Január.* A század elején az Alföld igen száraz, a Dunától keletre alig találunk 30 mm fölötti területet, sőt Szolnok és Hajdú megyében a 25 mm-t sem éri el a havi összeg (*1/a. ábra*). A század közepe felé fokozatosan nő a csapadékoság, olyannyira, hogy már 1941—70, ill. 1951—80 között majd mindenütt 5—10 mm-rel magasabb értékeket találunk, s ez 25—40%-os növekedést jelent a század elejihez képest (*1/b. ábra*). A század közepe óta kismértékű ingadozás észlelhető, a legutolsó periódus (1961—88) éppen megint elég csapadékos. Az ország nyugati felében mérsékeltebbek a változások és a tendenciák időben is eltolódnak. Itt a csapadék-növekedés jóval később kezdődik (1926—55-ös átlagnál), de már az 1941—70-es időszakban el is éri a csúcspontját. Ettől kezdve itt is hol nő, hol csökken a 30 évi átlag. A változási (hányados) térkép az első (1901—30) és a 11-ik (1951—80) térkép között készült (*1/c. ábra*). A legmarkánsabb csapadéknövekedés az ország északi-északkeleti negyedében ment végbe, de Baranya és Szeged környéke is nedvesebbé vált, ugyanakkor az északnyugati határ mentén gyenge, de ellentétes irányú változás mutatkozik. Nem célszerű széleskörű éghajlatingadozási fejtegetésekbe bocsátkozni és minden jelenségre okozati összefüggéseket keresni, de azt mindenképpen meg kell jegyezni, hogy a nagyobb januári csapadékok általában magasabb havi középhőmérsékletekkel párosultak, és ez intenzívebb zonális áramlás létére utal.

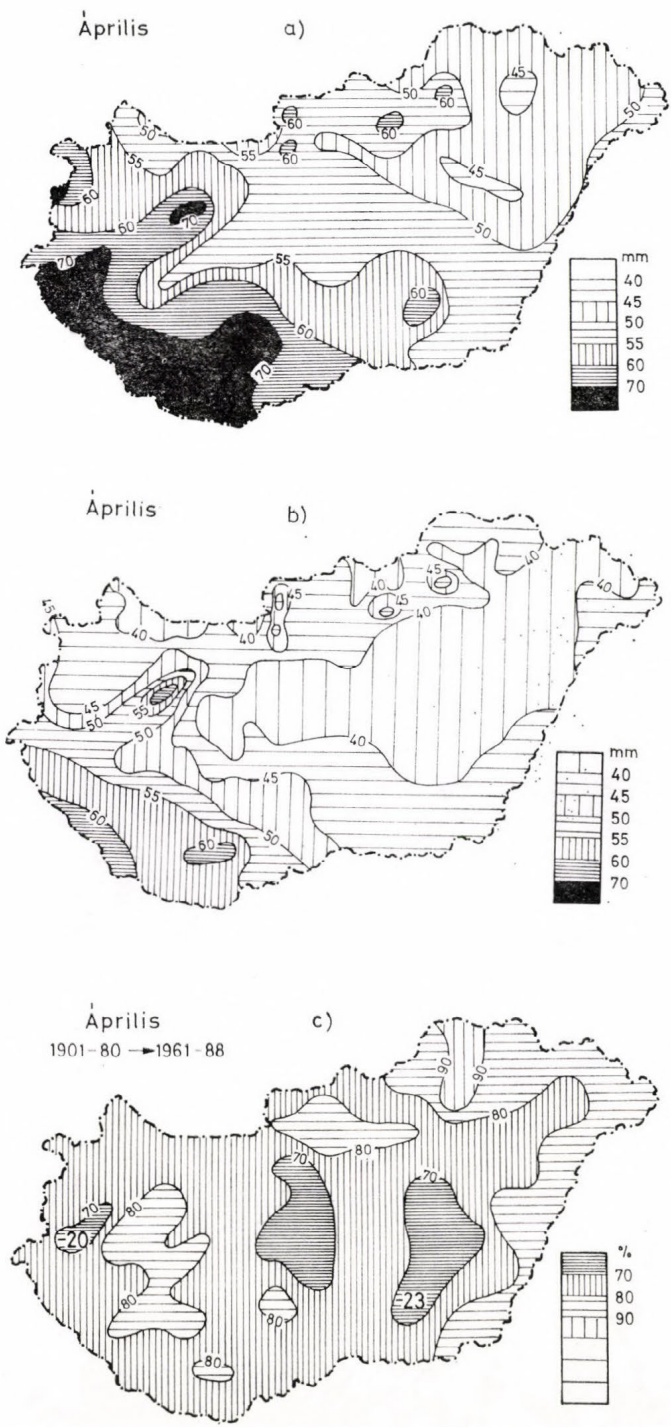
*Március.* Ebben a hónapban a januárral nagyjából ellentétes folyamat játszódik le. A század elején ugyan egy ideig fokozatosan nőtt a havi átlag, így legcsapadékosabb időszaknak az 1911—1940 közötti harminc év bizonyult (*2/a. ábra*), — majd mindenütt 40 mm körüli, vagy afölötti havi összegekkel — de ezt követően a csapadékhajlam tartósan és erősen csökkent. A legszárazabb periódus az 1946—75 közötti időszak lett (*2/b. ábra*). A csökkenés 10—15, sőt helyenként 20 mm-t tett ki. Egyedül a nyugati határszél maradt ki ebből a változásból. Az utolsó három térképen (1951-től napjainkig) ismét lassú és elég kismértékű nedvesedés mutatkozik. A hányados térképeken (*2/c. ábra*) a legerősebb csökkenés a Duna-Tisza közén és a Hajdúságban mutatkozik. A százalékos csökkenés 30—40%, abszolút értékben pedig 15—20 mm, ami e hónapban igen jelentősnek számít.

*Április.* A márciushoz hasonlóan az áprilisok is szárazabbá váltak a század második felében. Míg az 1901—30-as átlagok a 45 és 80 mm közötti sávban voltak (*3/a. ábra*), a legutolsó 30 év jellemző értékei 10—15 mm-rel alacsonyabbak lettek (*3/b. ábra*). Szinte az egész Alföldön 40 mm alatti a havi átlag. Legmarkánsabb csökkenés a Tiszántúl déli részén, a Mezőföldön és Nyugat-Dunántúlon ment végbe, helyenként 20 mm-t meghaladó mértékben. A hányados térképen (az első és legutolsó térkép hányadosa) alig találunk 10%-nál kisebb csökkenést, az uralkodó érték 70—80% között van (20—30% csökkenés), de a fentebb említett helyeken még drasztikusabb, 30%-ot meghaladó csökkenések történtek (*3/c. ábra*).

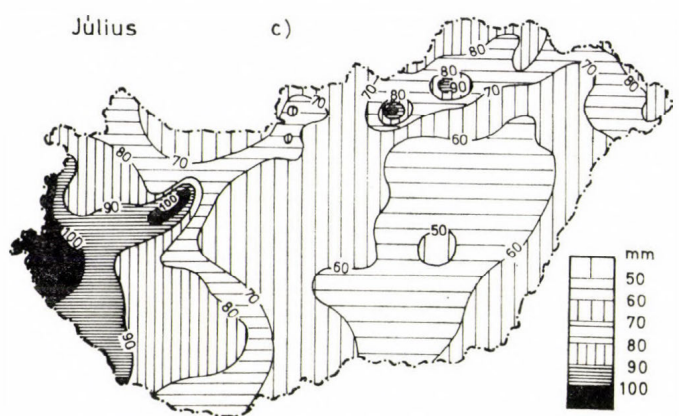
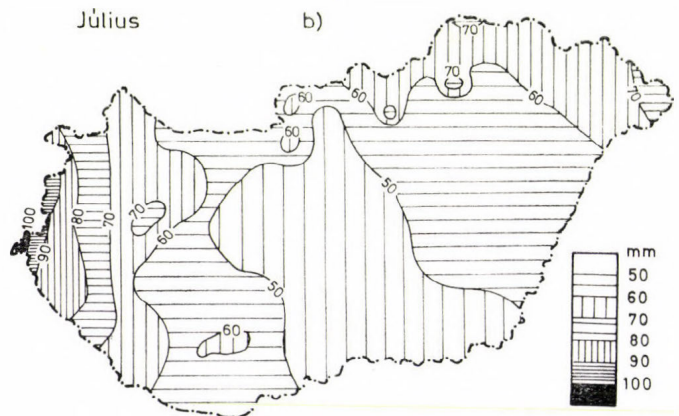
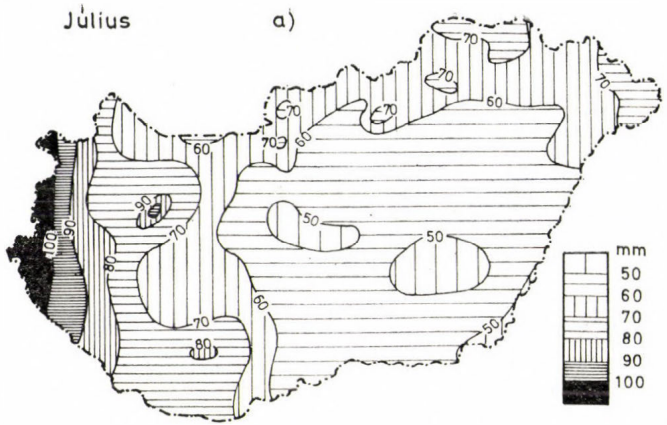
*Július.* Jóllehet ez a hónap az ország jelentős területén az év egyik legcsapadékosabb hónapja, nem ritkán súlyos aszályok időszaka is. Ennek ellenére a csúsztatott átlagtérképekről nem olvashatók le olyan markáns relatív változások, mint az előbb bemutatott térképeken. Az Alföldön kezdetben 50 mm körüli a havi csapadékoszeg (*4/a. ábra*), az 50 mm-nél kisebb értékek területe mindössze ezer km<sup>2</sup>. Három időlépcsővel később hirtelen kiszáradás kezdődik, amelynek legszélsőségesebb szakasza az 1921—50 közötti 30 év (*4/b. ábra*,



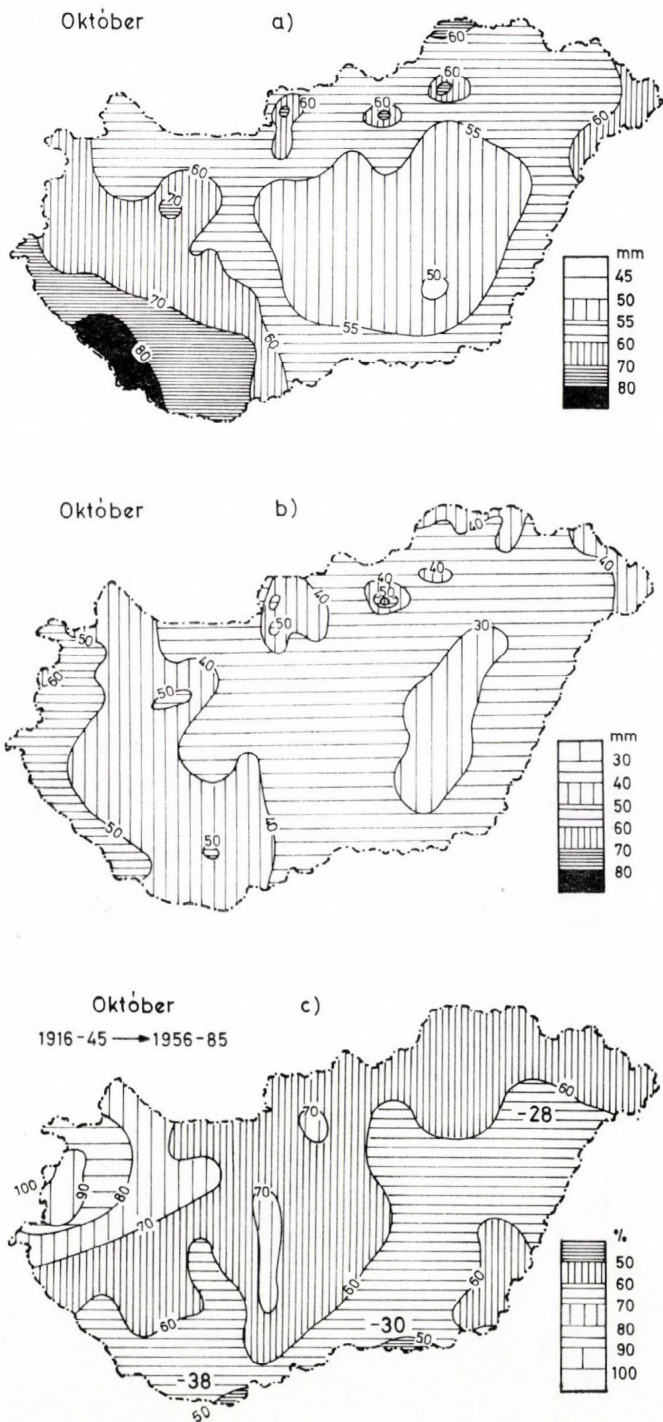
2. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) márciusban (a: 1911—1940; b: 1946—1975; c: a b és az a térkép hányadosa)



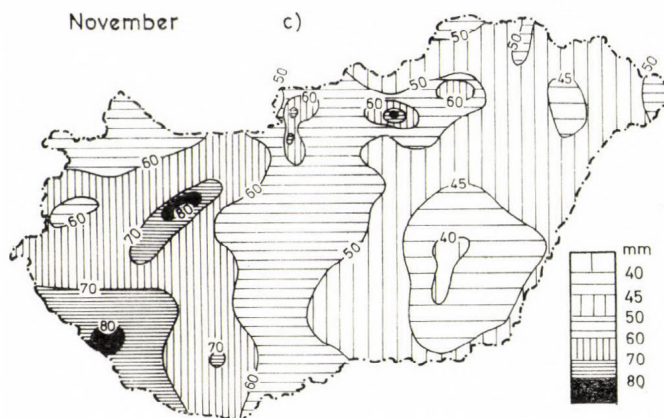
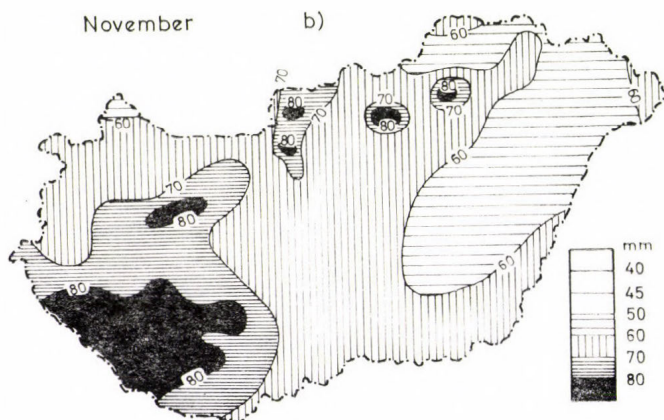
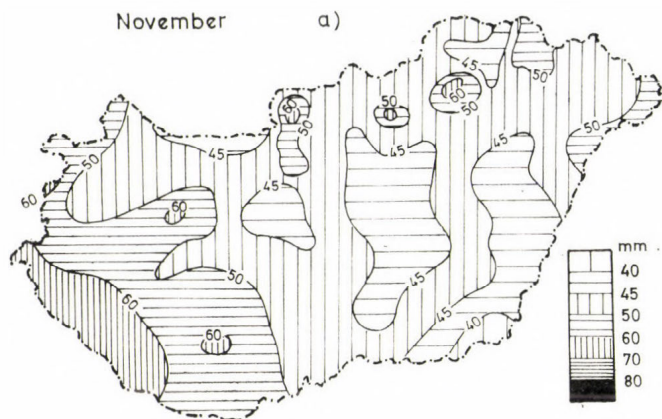
3. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) áprilisban (a: 1901—1930; b: 1961—1988; c: a b és a térkép hányadosa)

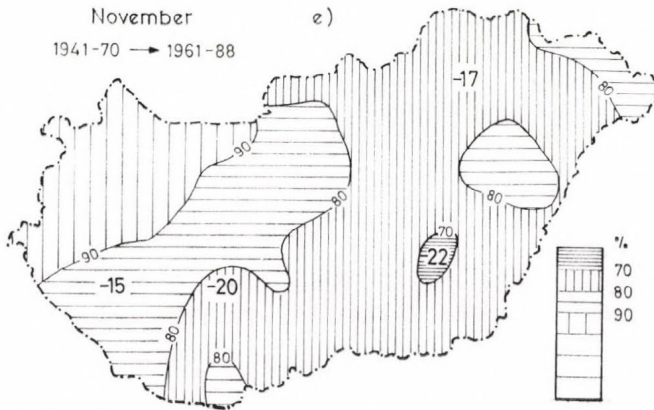
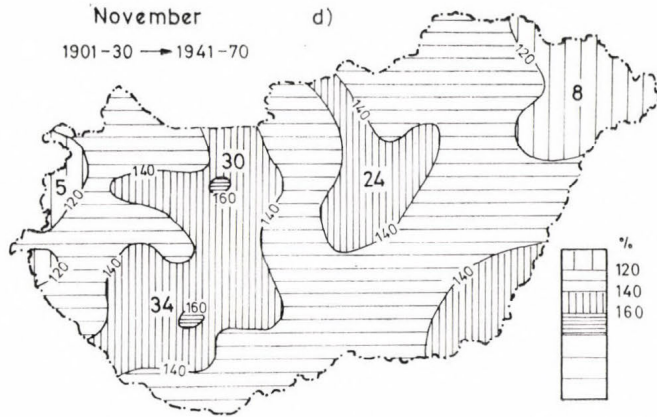


4. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) júliusban (a: 1901—1930; b: 1921—1950; c: 1951—1980)



5. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) októberben (a: 1916—1945; b: 1956—1985; c: a b és a térkép hányadosa)





6. ábra. 30 éves csapadékátlagok (mm) novemberben (a: 1901—1930; b: 1941—1970; c: 1961—1988; d: az a és b hányadosa; e: a c és b hányadosa)

Ekkor a Duna-Tisza köze, a Mezőföld és a Maros köze 50 mm alatti (de 40 mm fölötti) átlagot mutatott. Ez a kiterjedt száraz folt az 1936—65-ös periódusban már nem látható. Legnedvesebb az 1951—80 közötti harminc év (4/c. ábra), ekkor a Duna-Tisza köze majd 20 mm-rel több csapadékban részesült, mint a korábbi száraz periódusban. A Tiszántúlon a változás mérsékeltebb. A legutolsó periódusban ismét kissé szárazabbnak mutatkozik az Alföld (80-as évek aszályai). A Dunántúl csapadékeloszlásánál a leginkább szembevetendő — a többi hónapétól eltérő — forma az izohiéták észak-déli futása. Itt is az 5. időszakig (1921—50-ig) kiszáradás, majd nedvesedés megy végbe, míg az utolsó két térkép megint némi csökkenést mutat. A változások mértéke azonban nem túl erős (10—20%), egyedül Dél-Baranyában haladja meg a 20%-ot. Minthogy az ország nagy részére kiterjedő, jelentős változás 88 év alatt nem volt, ezért különbségi, vagy hányados térképet nem szerkesztettünk.

**Október.** Kitüntetett figyelmet érdemel ez a hónap. A század elején az országban 40 mm fölött volt a havi csapadékösszeg, sőt 1916—45 között még az Alföldön is, szinte mindenütt, meghaladta az 50 mm-t (5/a. ábra). Csapadékos

maradt a hónap az 1931—60-as időszakig. Ettől kezdve rohamos kiszáradás indult meg, ami még napjainkig is tart. A legutolsó térképeken a Tiszántúl déli felében kiterjedt, 30 mm alatti területet találunk (5/b. ábra). Hasonlóan alakult a csapadékmező az ország nyugati felében is. Míg 1926—45 között jócskán találunk a Dráva mentén 80 mm fölötti területeket, addig 1961—88 között itt is már csak 40—50 mm közötti átlagok fordulnak elő. Az 1956—85-ös mező az 1916—45-öshöz viszonyítva drasztikus csökkenést mutat (5/c. ábra) a déli határszélen helyenként az 50%-ot is meghaladja (ez 30—38 mm csökkenésnek felel meg), de Baranya, Csongrád, Szolnok és Hajdú-Bihar megyében is meghaladja a 40%-ot. Mindössze Kőszeg környéke maradt ki a kiszáradásból. Itt említjük meg, hogy Budapesten az 1931—40-es évtized októberi csapadék-átlaga 72 mm volt, a mostani évtizedé (9 év) mindössze 23 mm. Későbbi vizsgálatok tárgya lehet az októberi nagy szárazság és az általános légköri keringés anomáliái közötti kapcsolatok földérítése (Földközi-tengeri ciklonvékenység kései őszi megindulása?).

*November.* A vizsgálatban szereplő hat hónap közül a január mellett a november mutat hosszútávú csapadéknövekedést, ámbar úgy tűnik, a tendencia nemrég ellenkezőjére fordult. A század elején az Alföld átlagosan 40—50 mm közötti csapadékban részesült e hónapban (6/a. ábra), 1911—40 között már az 50—60 mm közötti értékek az uralkodók, sőt 1941—70 között Szabolcs és Hajdú-Bihar megye kivételével 60—70 mm az átlagos havi csapadék (6/b. ábra). Itt érte el csúcspontját a csapadékosság. Ezt követően gyors kiszáradás kezdődött, a Körösök mentén 20 mm-t megközelítő csökkenéssel. A század elejei állapotokhoz képest azonban a november még mindig nedvesebb (6/c. ábra). A Dunától nyugatra hasonló folyamatok játszódtak le. Míg a század első 30 évében csak a délnyugati határszélen találunk 60 mm fölötti területet, addig az 1941—70-es periódusban a Dunántúl jelentős részén 70 mm fölötti, sőt a Zalai dombtság, Belső-Somogy és a Mecsek területén 80 mm-t meghaladó a havi csapadékosság. Az ezt követő kiszáradás mérsékeltebb, mint az alföldi. Tekintettel arra, hogy a század folyamán két jól elkülöníthető időszak jelentkezett — egy nedvesedés és egy kiszáradás — ezért két hányados térképet mutatunk be. Az első az 1901—30 és 1941—70-es átlagok összevetésére vonatkozik (6/d. ábra). A növekedés a Kapos, a Sárvíz, a Zagyva és a Maros környékén 50—60%-ot tett ki (25—30 mm). A század második felében bekövetkezett csökkenést részben átfedő periódusok (1941—70, ill. 1961—88) összehasonlításával tudjuk csak bemutatni, de ez azt jelenti, hogy a nem közös részek közötti különbségek a térképen látható értékeknél valójában még nagyobbak (6/e. ábra). A szárazodás az Alföldön jelentősebb: 20—30%, a Dunántúlon csak 10—15% (Tolna és Baranya 20—25%).

*Év.* Az egyes hónapoknál bemutatott időbeli változások mértéke, előjele, időtartama más és más volt. Így várható, hogy a hónapok összegezéséből előálló éves összegek, ill. ezek 30 évi átlagolású normálértékei sokkal kisebb variációt mutatnak, mint az egyes hónapok. Valójában az évi átlagtérképek egymásutánja első pillantásra az éghajlat változatlanságát tükrözi (bemutatásukat itt mellőzzük). Csak tüzetesebb vizsgálat után derül ki, hogy az Alföldön az első évtizedekben némi nedvesedés, majd hosszú időn keresztül stagnálás, a legvégén kismértékű kiszáradás mutatkozik. A változások azonban alig-alig érik el a 10%-ot. A Dunántúl nyugati felében szinte semmi változás nincs, a keleti felében is csak a Velencei-tó környékén találunk 10%-ot meghaladó csökkenést az utóbbi 40 évben. Tekintettel arra, hogy a változási vagy hányados térképek nem sok információt tartalmaznak, közlésüktől eltekintünk.

## Következtetések

Jelentős átrendeződések mennek végbe több évtizedes skálán is az átlagos csapadékmezőben.

Egyes hónapokban a tendencia tartósan növekvő, máshol csökkenő, és ez legtöbbször az ország szinte teljes területére kiterjed, ellentétes tendenciát a vizsgált esetekben csak a nyugati határszélen lehet tapasztalni. Egyes hónapokban a század folyamán előbb növekvő, majd csökkenő tendencia mutatkozik.

Évi összegben az egyes hónapok egymással ellentétes tendenciái miatt nem mutatható ki markáns egyirányú változás.

Bár a WMO által javasolt és általánosan elfogadott 30 évi átlagok egy-egy időszakra jellemzők, a csapadék nagy változékonysága miatt érdemes hosszabb időszakokra is számítani átlagokat, legalább is olyan szakaszokra, ahol csak éghajlatingadozásokról beszélhetünk, nem pedig éghajlatváltozásról.

Az analizált esetek többségében a jelentős változások általában tartósak is, 40—50 évet átfednek. A megszerkesztett hányados térképek között mindössze egy olyan van, amikor a két harminc évi periódus részben átfedi egymást (a második novemberi hányados térkép), a többinél a száraz és a csapadékos időszakok elég messze esnek egymástól. Másszóval, a változások karakterisztikus időtartama több évtizedes nagyságrendű. Úgy gondoljuk, amikor hosszú idősorokra alapozott időjárás-termés kapcsolatvizsgálatok folynak, nem szabad figyelmen kívül hagyni a csapadékmezőknek ezeket a jelentős átrendeződéseit. De ugyanez vonatkozik más, pl. hidrológiai lefolyásvizsgálatokra is.

Az itt bemutatott empirikus vizsgálatok — úgy véljük — hozzásegítenek a csapadék-trend számításoknál a szükséges idő- és térbeli lehatárolásokhoz. Ezáltal lehetőség nyílik a korábbi vizsgálatokhoz képest több szignifikáns trend-érték meghatározására.

Nem hagyhatjuk szó nélkül azt, hogy a felhasznált hatalmas adattömeg a többszöri aprólékos ellenőrzés után is tartalmaz „kilógó” adatokat. Ezek oka részben magukban a csapadékfolyamatokban keresendő (véletlenszerű zivartáros csapadékeloszlás), de minden bizonnyal előfordulnak szisztematikus mérési hibák is.

## IRODALOM

- Guttman, N. B., 1989: Statistical descriptors of climate. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 70, 602—607.
- World Meteorological Organization, 1984: Technical Regulations. Vol. 1. No. 49.
-

# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## A nagycsapadékokból származó víztömeg becsült potenciális energiája középhegységeinkben. Esettanulmányok.

KOPPÁNY GYÖRGY és PELLE LÁSZLÓ

*JATE Éghajlati Tanszék  
H—6722 Szeged, Egyetem u. 2—6.*

Magyarország területének 18%-a 200 m-nél nagyobb tengerszint feletti magasságban fekszik. Ilyen körzet az Alpokalja, a Dunántúli-középhegység, az Északi-középhegység, a Mecsek és a Somogyi-dombság. A tanulmányban becslést adunk az ezen területekről a nagycsapadékos időszakok során lefolyó víztömeg potenciális energiájára. 3 különböző csapadékjárású év napi adatait használjuk fel 42 csapadékmérő állomás mérései alapján, 50% körüli lefolyási tényezőt feltételezve. A becsült potenciális energia kb.  $2,8 \times 10^6$  GJ, vagyis Magyarország 1987. évi nukleáris energia termelésének 7%-a. A hegyi patakok megnövekedett vízhozamának időtartama 1985-ben 24—25 nap. A legintenzívebb esőzések után a patakok átlagos vízhozama 17—53 m<sup>3</sup>/s-ra növekszik.

\*

*The estimated potential energy of water coming from heavy rains in Hungary's mountains of medium height. Case studies. Eighteen percent of Hungary's territory is higher than 200 meter above the sea level. Such regions are slopes of Alps, Transdanubian Mountains, Northern Mountains and Mecsek region. We estimated the potential energy of the water that outflowed from these regions during heavy rainfalls. Using the daily rainfall data of 1985 and 3 other years according to the measurement of 42 rain gauge stations, we suppose that the runoff coefficient is about 50 percent. The estimated potential energy is about  $2,8 \times 10^6$  GJ. It is 7 percent of Hungary's nuclear power produced in 1987. The time of increased water output of the mountain creeks and rivers can be estimated at about 24—45 days. The average water output of creeks rises to 17—53 m<sup>3</sup>/sec after the most intensive rainfalls.*

**Bevezetés.** A világ nagyobb vízierőművei olyan folyókra épültek, amelyek magas hegyekről szállítják le a vizet. Ilyen folyók Dél-Amerikában a Paraná, Tocantins és Sao-Francisco, Észak-Amerikában a Columbia és Churchill, Afrikában a Zambézi és Kongó, Ázsiában a Jenyiszej és Angara. Ezen folyók szintesése és vízhozama azon szakaszokon, ahol vízierőművek épültek, 200—500 m, illetve 5—16 ezer tonna/sec. Ezen kedvező helyzetüknél fogva olyan vízierőműveket képesek üzemeltetni, amelyek teljesítménye egyenként is meghaladja a 2700—10 000 MW-ot.

A Duna szintesése magyarországi szakaszán (Pozsony és Vác között) mindössze 31 m, vízhozama pedig kb. 3 ezer tonna/sec. A Tisza szintesése Záhony és Kisköre között 15 m, vízhozama 300—800 tonna/sec. Nyilvánvaló, hogy na-

gyobb folyóink csekély szintesésük miatt nem képviselhetnek jelentősebb vízi energiát. Továbbá nehézséget jelent a nagymennyiségű hordalék, amely állandó lerakódással és feltöltődéssel fenyegeti a víztárolókat.

Magyarország alacsonyan fekvő területei megközelítően 100 m tengerszint feletti magasságban fekszenek (Mosonmagyaróvár 122, Komárom 110, Balaton 106, Baja 99, Tiszafüred 94 és Szeged 84 m). Ugyanakkor hazánk területén négy olyan körzet található, amelynek tengerszint feletti magassága néhány száz m-rel meghaladja az Alföld átlagos magasságát. Ezek: I. Alpokalja, II. Dunántúli-középhegység (a Balatontól északra), III. Északi-középhegység, IV. Mecsek és Somogyi-dombság. Ezen körzetekből számos hegyi patak és kisebb folyó szállít vizet a mélyebben fekvő folyókba, ill. tavakba. A patakok vízhozama általában nem haladja meg az 1—3 tonna/sec-ot, a folyóké azonban elérheti az 50—100 tonna/sec-ot is. Nagyobb esőzések után azonban még a közepes folyók, mint a Bodrog, Fekete-Körös, Zagyva vízhozama is 10—50-szeresére növekszik (Harkányi és Bálint, 1985; Bartha és Harkányi, 1985). A jóval kisebb vízgyűjtőjű hegyi patakok vízhozama valószínűleg még erőteljesebben ingadozik.

E tanulmány célja, hogy becslést adjon a középhegységünkől intenzív esőzések nyomán lezúduló víztömeg minimális mennyiségére, továbbá plauzibilis szintkülönbséget feltételezve, a lefolyó víz potenciális energiájának alsó határa.

### Módszer

Egy adott terület vízháztartását a következő formula írja le (Baumgartner és Reichel, 1975):

$$P = E + D + R(+ U), \quad (1)$$

ahol  $P$  a csapadék víztömege,  $E$  az evapotranspiráció,  $D$  a lefolyás,  $R$  az elszivárgás és  $U$  az emberi felhasználás ugyanazon meghatározott időtartamra vonatkozóan. A jobboldal utolsó tagja ( $U$ ) vizsgálatunk szempontjából elhanyagolható.

Megjegyzendő, hogy a Duna mintegy 800 000 km<sup>2</sup> kiterjedésű vízgyűjtő területén évente átlagosan  $56 \cdot 10^{13}$  kg csapadékvíz hullik, ebből a Fekete-tengerbe, ugyancsak átlagos vízhozamot feltéve,  $20 \cdot 10^{13}$  kg folyik le évente, vagyis a csapadékvíz 36,2%-a. Minthogy éves időtartam során a talajja elszivárgó víz valamilyen úton ismét a felszínre kerül, ezért az elszivárgást zérusnak vehetjük. Így azt kapjuk, hogy a Duna vízgyűjtő területén évente lehulló csapadékvíznek átlagosan 63,8%-a elpárolog (Koppány, 1989).

Az (1) jobb oldalán szereplő mennyiségek aránya erősen változik a talajfajtától, a domborzati viszonyoktól és a számításba vett időtartamtól függően. A folyóvizek vízhozama, illetve a vízgyűjtők lefolyása és a csapadék közötti számszerű kapcsolat föllállítására több kísérlet történt az utóbbi években (Nováky, 1985; Harkányi és Bálint, 1985; Bartha és Harkányi, 1985). Ezek részletezése és kritikája nem célunk jelen tanulmányunkban. A  $D/P$  lefolyási tényező értékét havi adatok alapján Észak-Yorkshire-ban egy 21 hónapos időszakra folyamatosan meghatározták (Lockwood, 1986). Eszerint a lefolyási tényező 0 és 91% között változott. Minthogy az (1) formulában szereplő mennyiségek közül egyedül  $P$  napi értékei állnak rendelkezésünkre, ezért ennek alapján kísérreljük meg a lefolyó víztömeg ( $D$ ) becslését. Feltételeztük, hogy intenzív nagycsapadékok esetén  $D/P \cong 50\%$ .

Körzetenként a következő mérőállomások naponkénti csapadékadatait használtuk fel (1. ábra):





— az Északi-középhegységben az előfordult 15 nagycsapadékból a területi átlag 8 esetben a 20, 4-ben a 30, 2-ben a 40, 1 esetben pedig 50 mm-t is meghaladta;

— a Mecsekben és a Somogyi-dombságon 11 nagycsapadékból 4 esetben 20 mm-nél, 2-ben 30 mm-nél, 1 esetben pedig 50 mm-nél volt nagyobb, mint a területi átlag.

Nagycsapadékokból 1985. március-november között az Alpokalján területi átlagban lehullott összesen 385,4 mm, a Dunántúli-középhegységben 318,5 mm, az Északi-középhegységben 320,5 mm, a Mecsek vidékén 219,8 mm. (Az évi összes csapadékkal összehasonlítva a nagycsapadékok mennyisége az Alpokalján 51%, a Dunántúli-középhegységben 47%, az Északi-középhegységben 48%, a Mecsekben 34%.)

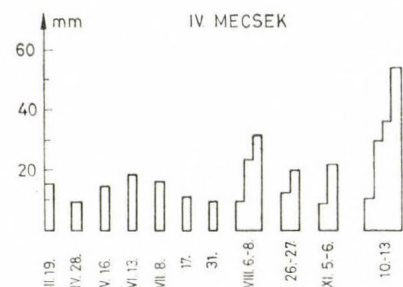
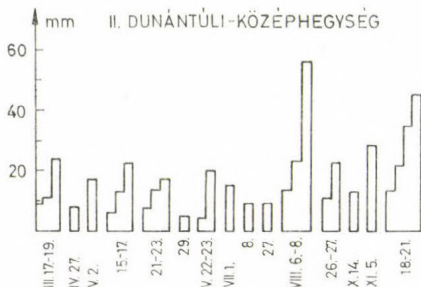
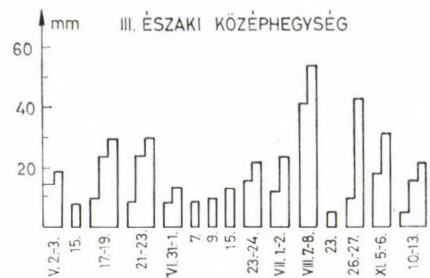
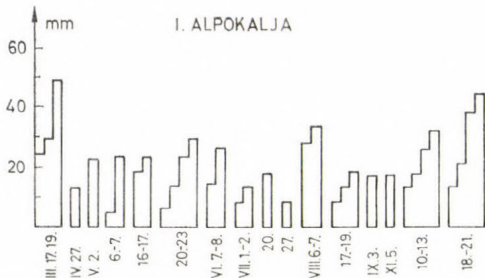
A 200 m tszf. magasság szintvonalával körülhatárolt területek kiterjedésére planimetriai méréssel a következő értékeket kaptuk:

Alpokalja:	4528 · 10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup>
Dunántúli-középhegység:	4144 · 10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup>
Északi-középhegység:	7062 · 10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup>
Mecsek vidéke:	1371 · 10 <sup>6</sup> m <sup>2</sup>

Megjegyzendő az Alpokalja és az Északi-középhegység hazánk határain túlnyúlik, a területszámításokor csak a határon belül eső területeket vettük figyelembe, gyakorlati okok miatt.

Az egyes körzetekre lehullott eső tömegét a területszer magasság szorzattal határoztuk meg. Értelemszerűen 1 mm = 1 kg/m<sup>2</sup>. Ilymódon a következő víztömeget kaptuk:

Alpokalja:	1745,09 · 10 <sup>9</sup> kg
Dunántúli-középhegység:	1319,86 · 10 <sup>9</sup> kg
Északi-középhegység:	2263,37 · 10 <sup>9</sup> kg
Mecsek vidéke:	301,35 · 10 <sup>9</sup> kg



2. ábra. Nagycsapadékokot adó időszakok csapadékának összegzett területi átlagai (1985)

Ha az intenzív esők víztömegének 50%-a lefolyik a hegyi patakokban, akkor a (3) formula szerint e víztömegek becsült potenciális energiája (1985):

Alpokalja:  $855,1 \cdot 10^{12} \text{J} = 855 \cdot 10^8 \text{GJ} = 237,5 \text{GWh}$ :

Dunántúli-középhegység:  $647,7 \cdot 10^{12} \text{J} = 646,7 \cdot 10^8 \text{GJ} = 179,6 \text{GWh}$ :

Északi-középhegység:  $1109,0 \cdot 10^{12} \text{J} = 1109 \cdot 10^8 \text{GJ} = 308,1 \text{GWh}$ :

Mecsek vidéke:  $147,6 \cdot 10^{12} \text{J} = 147,6 \cdot 10^8 \text{GJ} = 41, \text{GWh}$ .

A négy körzetben összesen  $2758,3 \cdot 10^8 \text{GJ} = 766,2 \text{GWh}$ .

Magyarország 1987. évi atomerőművi villamosenergia termelése 10 989 GWh volt. (*Magyar Statisztikai Zsebkönyv*, 1987) ennek 6,79%-át tenné ki a nagycsapadékokból származó és mobilizálódó víztömeg energiája.

## 1. TÁBLÁZAT

Nagycsapadékból hullott eső területi átlaga mm-ben (esetek száma)

Terület	É v			
	1985	1971	1972	1973
Alpokalja	390 (16)	196 (12)	514 (209)	368 (18)
Dunántúli-középhegység	319 (15)	207 (14)	437 (21)	355 (15)
Északi-középhegység	320 (15)	222 (18)	352 (16)	278 (15)
Mecsek	220 (11)	146 (9)	375 (10)	273 (13)

A nagycsapadékú időszakok összesített tartama 1985-ben körzetenként a következőképpen alakult:

Alpokalja: 34 nap

Dunántúli-középhegység: 28 nap

Északi-középhegység: 27 nap

Mecsek vidéke: 18 nap

A vízgyűjtő területére lehullott csapadék nyomán megnövekszik a vízhozam, ezt nevezik a folyóvizek „impulzus válaszának”. A csapadék és az „impulzus válasz” közötti általános érvényű időkapcsolat (fáziskésés, tartamarány) nem ismeretes számunkra, ezért feltételezzük, hogy a vízhozam-növekedés tartama valamivel hosszabb, mint az intenzív esőzés tartama. A kettő között 1,3-szoros arányt feltételezve az „impulzus válasz” tartamára az 1985. évre a következő értékeket kapjuk: Alpokalja 45 nap, Dunántúli-középhegység 37 nap, Északi-középhegység 35 nap és Mecsek vidéke 24 nap.

Az egyes körzetekre lehullott víztömeg 50%-át a patakokban mobilizálódó víztömegnek számítva, valamint figyelembe véve a fenti időtartamokat, becsülést adhatunk a nagycsapadékú időszakokat követő, megnövekedett vízhozamra.

Az Alpokalján 16 nagycsapadékú időszak során lehullott eső mobilizálódó víztömege  $8,725 \cdot 10^8 \text{ t}$  volt, az „impulzus válasz” becsült tartama (45 nap) alatt az átlagos vízhozam  $224,4 \text{ t/s}$ , tíz patakra egyenletes eloszlás esetén átlagosan  $22,44 \text{ t/s}$  vízhozam jut.

A Dunántúli-középhegység területén 15 nagycsapadékú időszak során lehullott eső mobilizálódó víztömege  $6,6 \cdot 10^8 \text{ t}$ , az „impulzus válasz” becsült tartama (37 nap) alatt az átlagos vízhozam  $206,4 \text{ t/s}$ , 15 patakra egyenletesen elosztva patakonként a vízhozam  $13,8 \text{ t/s}$ .

Az Északi-középhegység területén hasonló számításokból a mobilizálódó víztömege  $1,13 \cdot 10^9 \text{ t}$ , az átlagos vízhozamra  $373,6 \text{ t/s}$ , 15 patakra egyenletesen elosztva patakonként  $24,9 \text{ t/s}$  adódik. A Mecsek vidékén a nagycsapadékok mo-





# IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 94. évf. 2—3. szám. 1990. március—június  
*Journal of the Hungarian Meteorological Service. Vol. 94. No. 2—3 Mar—Jun 1990 Budapest*

## Automata csapadékmérők üzemeltetési tapasztalatai

BERECZKY LÁSZLÓ, SIMON JÓZSEF és SZÚCS ZSIGMOND

*Központi Meteorológiai Intézet  
H—1525 Budapest, Pf. 38.*

Visegrád környékén a Dunazug-hegységben 1989-ben automata csapadékmérő hálózatot telepítettünk. Az állomások a kiválasztott patakok felső folyásánál helyezkednek el. A csapadékmérők által mért rövid idejű intenzitás-adatok segítséget nyújtanak a térségben lehulló vízmennyiség és ezen keresztül az egyes patakokon keletkező árhullámok nagyságának meghatározásához.

\*

*Experiences gained by an automatic precipitation measuring network.* In the Dunazug mountains around Visegrád a network was established in 1989 which consists of automatic precipitation gauges. The stations are located near the upper stream of creeks selected. By means of intensity data for short periods the quantity of water fallen in the region can be determined and consequently the measure of the rise of water level in a given creek can be estimated.

*1. Bevezetés.* A víz környezeti hatásainak tisztázásához szükség van az egyes folyamatokban résztvevő vízmennyiség ismeretére. Így a víz természeti körforgásának tanulmányozásakor alapvető a légköri csapadék mennyiségének meghatározása. Jelen dolgozat tárgya a csapadék — ezen belül is a folyékony halmazállapotú csapadék — mérésével kapcsolatos legújabb eredményeink ismertetése.

A folyékony halmazállapotú csapadék mérése a hagyományos eszközökkel viszonylag nagyon egyszerű: egy adott felületre bizonyos időtartam alatt lehullott csapadékvíz összegyűjtésével és térfogatának megméréssel meghatározható a felületegységre jutó vízréteg vastagsága. Ez egy mennyiségi adat. A szokásos mérési időtartamokat — amely 12, esetleg 24 óra — szem előtt tartva, a csapadékhullás intenzitására az ilyen módon nyert mennyiségi adatokból semmiféle következtetést nem lehet tenni, jóllehet bizonyos szakterületeken nagyon fontos lenne a csapadékintenzitások ismerete. A klasszikusnak számító Hellmann féle ombrográf szalagjáról már meghatározhatók különböző időtartamokra vonatkozó intenzitások is, igaz, hogy fárasztó manuális módszerrel és viszonylag nagy bizonytalansággal.

A csapadékhullás eloszlásának területi inhomogenitása nagyszámú mérőeszközt igényel a mérésekhez. Hazánk csapadékmérő hálózata — amely mintegy 900 állomásból áll — viszonylag sűrűnek mondható, mégis sok olyan terület van, ahol a szükséges mérőműszerekkel való ellátottság nem megfelelő. Ezeken a területeken a szokásos napi összeg adatokon túl, rövididejű intenzitásértékek ismerete volna kívánatos.

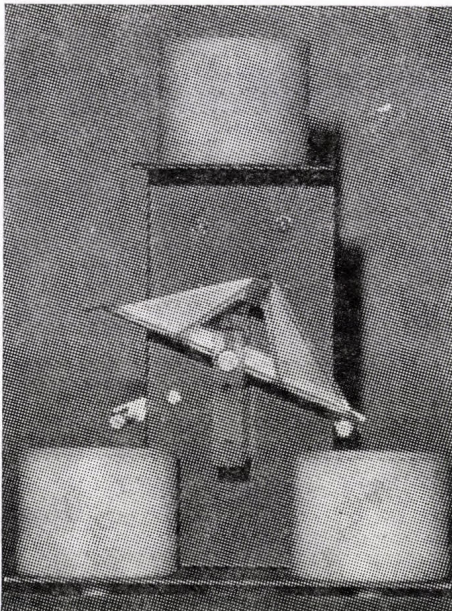
Az e tekintetben megismerendő területek közé tartozik a Dunazug-hegység, pontosabban a Gerecse és a Pilis vízgyűjtő területe is, különösen a vízgyűjtő területen lévő jelentősebb vízhozamú patakok felső folyásának környéke. Ebben a térségben rövid idejű csapadékintenzitásokat kellene mérni abból a célból, hogy — egyéb mérési módszerekkel kiegészítve a megfigyeléseket — csapadékelőrejelzéseket lehessen készíteni a szóbanforgó patakokon keletkező és levonuló árhullámok meghatározására. E cél elérése érdekében a Központi Meteorológiai Intézet Műszaki Osztályán a Vízügyi Tervező Vállalat megrendelésére néhány korszerű, automata csapadékmérő adatgyűjtőt építettünk. Ezek a csapadékmérők jelenleg helyi adattárolást végeznek. Távlati cél volt az, hogy egy központi adatgyűjtő felügyelete alatt működjenek, azonnali adathozzáférési lehetőséggel.

Az általunk készített csapadékmérő adatgyűjtő műszer rövid ismertetése. A műszer három fő részből áll:

1. mérőátalakító,
2. elektronikus egység,
3. műszerház.

## 2. A mérőátalakító

A mérőátalakító a villamos csapadékmérési eljárásoknál általánosan alkalmazott billenőedény, amelynek billentési térfogata 2 ml, és ennek megfelelően — figyelembe véve a felfogófelület nagyságát, amely  $200 \text{ cm}^2$  — a mérés felbontása 0,1 csapadék milliméter.



1. ábra. A billenőedényes átalakító (felvétel: Bereczky)

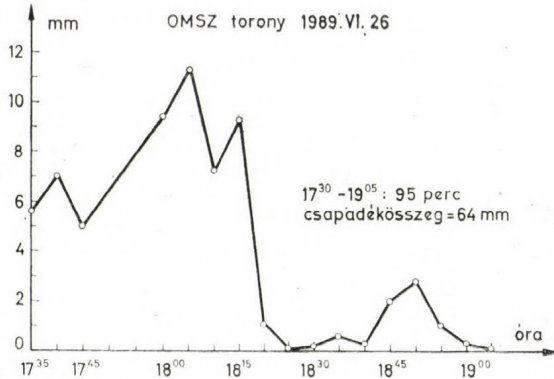
A billenőedény alkatrészeit vékony plexilemezből vágtuk ki a megtervezett szabásminta alapján, majd ragasztással rögzítettük az összetartozó darabokat és az elfordulást biztosító tengelyt is. Olajtöltésű üvegsapágycsapatják a rozsdamentes acélból készített tengely kis súrlódású mozgását (1. ábra).





tásban adjuk meg a csapadék mennyiségeket, a napi összeg feltüntetésével. Az így kinyomtatott mérési adatokat a Központi Előrejelző Intézet Csapadékszinoptikai Osztálya használja fel. Példaképpen a 4. ábrán az OMSZ-ban (Budapest, II., Kitaibel Pál u. 1.) működő berendezéssel 1989. június 26-án regisztrált ritka nagyintenzitású csapadékhullás időbeli lefolyását mutatjuk be.

Az üzemeltetés, illetve az adatgyűjtések közben villamos-elektronikus rendellenességet nem tapasztaltunk. Olyan probléma viszont előfordult, hogy az egyik telephelyen az adagoló tölcser cseppképző nyílása eltömődött a levegőből kimosódó szennyező anyagoktól. Az alkalmazott szűrőkön a rovarok,



4. ábra. Csapadékhullás 1989. június 26-án

falevelek fennakadnak, de a szitaszemeknél kisebb méretű szennyezések átjutnak és könnyen elzárják a cseppképző mintegy 2 mm-es szűkítő furatát. A tanulság ebből az, hogy míg a berendezések villamos szempontból hosszú ideig működhetnének felügyelet nélkül, addig a mechanikai jellegű karbantartásokat heti, vagy legrosszabb esetben kétheti gyakorisággal el kell végezni a zavartalan működés biztosítására.

Végezetül szeretnénk megemlíteni, hogy a technika fejlődése ma már nálunk is lehetővé teszi korszerű elektronikus mérőkészülékek, mérésadatgyűjtők és adatfeldolgozó számítógépek alkalmazását. Meg kell keresnünk annak a lehetőségét, hogy élni tudjunk a technika nyújtotta előnyökkel a meteorológiai mérőtechnikában.

#### IRODALOM

Lang, A., 1982: Beitrag zur Weiterentwicklung quantisierender Niederschlags-sensoren. Met. Rdsch. 35. Okt. Billenődényes csapadékmérő műszaki le-

írás. KMI Műszaki O. 1986. *HIDRODAT* kezelési utasítás. VITUKI *SHARP PC-1500*. Technikai dokumentáció.

TARANTOLA, A.: **Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation.** (*Inverz feladatok elmélete. Adatillesztési és modell-paraméter becslési módszerek.*) Elsevier, New York, 1987. 613. old.

Fizikai/meteorológiai rendszerek leírása modell-paraméterek együttesének megadásával valósítható meg. Ezen paraméterek némelyike lehet közvetlenül megfigyelhető (mérhető), míg mások közvetlenül *nem* mérhetők. Az ún. *direkt* (vagy „forward”) *feladatok* esetén a megfigyelhető paraméterek értékét kell becsülni, míg az *inverz feladat* a többi modell-paraméter becslését jelenti a megfigyelhető paraméterek megfigyelt értékei alapján. Az inverz feladatok jellemzően *nem korrektek*, azaz vagy a megoldásuk egyértelműségének feltétele, vagy a megoldás stabilitásának feltétele nem teljesül.

A meteorológia területén — több hasonló mellett — két karakterisztikus inverz feladat megoldása hosszabb ideje foglalkoztatja a szakmai közvéleményt és megoldásukra számos módszert próbáltak ki. Ezen két feladat: a légköri optika inverz feladata (azaz a légkör felső határára érkező, vagy kilépő sugárzás mért spektrális intenzitás-összetétele alapján a meteorológiai állapothatározók vertikális eloszlásának meghatározása) és a meteorológiai mezők objektív analízisének feladata (azaz a meteorológiai mérések alapján a légköri állapothatározók értékének becslése olyan pontokban, ahol mérést nem végeznek). Ez a két feladat egyúttal egy sor más távérzékelési, adatfeldolgozási, adatellenőrzési stb. probléma prototípusának is tekinthető. Megoldásukhoz sok hasznos gondolat található Tarantola könyvében.

A könyv két részből áll: az első rész a diszkrét, a második pedig az általános inverz feladatokkal foglalkozik, összesen 7 fejezetre tagolva (az általános feladatokkal csak a 6. és a 7. fejezet foglalkozik). A kötet elején egy rövid előszó ismerteti a könyv tartalmát és a témakör történetének főbb mozzanatait.

A tárgyalás nem matematikai (nincsenek például definíciók, tételek, bizonyítások stb.) és számos kidolgozott feladat (sok esetben a megfelelő számítógépes programmal együtt) illusztrálja a szerző mondanivalóját. A feladatok egy része a szövegben elszórva található, de emellett minden fejezet végén külön pont tartalmaz további érdekes példákat.

A nyomdai szerkesztés külön könnyíti — az egyébként is elegáns kivitelezésű — könyv használatát azzal, hogy a fontosabb alapfogalmakat és elméleti részeket bekeretezte, szürke színű alapon, ún. box-okban emeli ki az olvasónak.

Az *első fejezet* bevezető jellegű és a diszkrét inverz feladattal kapcsolatos fogalmakat tárgyalja. Elsőként a modell- és adat-tér bevezetésére kerül sor úgy, hogy az általános modell-teret egy differenciálható sokaság, annak „munkapéldányát” a sokaság egy térképe írja le matematikailag. Ez az absztrakt (differenciáltopológiai) leírás a későbbiekben nem kerül felhasználásra, s főleges matematizálásnak tekinthető. Ez már azért is így van, mivel a fejezet többi része alapvető valószínűségszámítási ismereteket (pl. a valószínűség, a feltételes valószínűség, a valószínűségi sűrűségfüggvény, Shannon-féle információ stb. fogalma, Bayes-tétel) közöl, illetve az inverz feladat megoldásának értelmezését vezeti be úgy, hogy tárgyalja annak felhasználási lehetőségeit is. Világosan tudatosítja a megoldhatóság korlátait: az adat-térből a modell-térbe történő információ transzfer korlátozott lehetőségeit. Speciális esetként a fejezetben jelentős teret kap a — szerző széleskörű felhasználásán — normális (legkisebb négyzetes) és általánosított normális (legkisebb abszolút értékes és minimax) kritériumok bemutatása.

Meglepően rövid (mindössze 4 oldal!) terjedelmű a *második fejezet*, amely a fokozatos közelítés vagy próbálgatás („trial and error”) módszerét említi meg és illusztrálja egy szeizmológiai problémával.





## KIVÁLÓ IFJÚ SZAKEMBEREK 1989-BEN

Az Országos Meteorológiai Szolgálat Ifjúsági Bizottsága és a Magyar Meteorológiai Társaság Róna Zsigmond Ifjúsági Köre által meghirdetett *Kiváló Ifjú Szakember* pályázatra érkezett dolgozatok előadására és az eredményhirdetésre 1989. november 3-án került sor. A pályázatra hét, magas színvonalú dolgozat érkezett. A bíráló bizottság egy második, két harmadik és két különdíjat ítelt oda a pályázóknak, s ez évben a viszonylag kevés számú pályázat miatt első díjat nem adtak ki.

A felsőfokú végzettségű pályázók közül a második díjat (4000,— Ft) *Ihász István* nyerte el. Harmadik díjat két pályázó kapott (egyenként 2000,— Ft értékben): *Radnótiné Csima Gabriella* és *Tölgyesi László*. Magas színvonalú pályaműve alapján *Almádi István* 1500,— Ft-os különdíjban részesült.

*Küöldíjat* kapott a két középfokú végzettségű pályázó, *Bicskei Attiláné* és *Turányi Márta* közös dolgozata is.

Valamennyi pályázó könyvjutalomban részesült.

A pályázati dolgozatok témaválasztása széleskörű volt, szerepeltek köztük az előrejelzések céljait szolgáló vizsgálatok, két dolgozat agrometeorológiai kérdésekkel foglalkozott, egyik pedig témáját a levegőkémia területéről merítette. Az eredmények

egy része a napi meteorológiai gyakorlathoz szorosan kapcsolódik, más részük kutatás jellegű, s gyakorlati hasznosításra még nem került.

A pályázatra a következő dolgozatok érkeztek:

*Almádi István*: Sugárzási mezők felbontás függőségének vizsgálata fraktálanalízis módszerével

*Bicskei Attiláné* és *Turányi Márta*: Tengerszintre vonatkozó középtávú 48 és 72 órára szóló előrejelzések értékelése

*Csima Gabriella*: Meteorológiai mezők gömbfüggvények szerinti sorfejtése

*Ihász István*: Meteorológiai mezők izobár és izentrop objektív analízise regionális és kontinentális skálájú trajektóriák számításához

*Molnár Ágnes* és *Bozó László*: Nyomelemek légköri mérlege Magyarország felett

*Pásztor Krisztina* és *Tóth Róbert*: A szója-termesztés agrometeorológiai feltételei Magyarországon

*Tölgyesi László*: „LILA” agrometeorológiai modell programdokumentáció

Köszönet illeti a pályázókat lelkiismeretes, alapos munkájukért, és mindazokat, akik eredményes munkájukat és a pályázat sikeres lebonyolítását elősegítették.

*Sipos Gy.*

## SZERZŐINK FIGYELMÉBE

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

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

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

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

**Szövegrész:** Alcímekkel értelemszerűen fejezetekre tagolandó.

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

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

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

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

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

## NOTES TO THE AUTHORS

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

Papers will be subjected to constructive criticism by unidentified referees.

The manuscript should meet the following formal requirements:

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

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

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

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

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

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

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

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

---

A szerkesztésért felel: dr. Mészáros Ernő  
Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.  
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 135-3500  
Kiadja a Pallas Lap- és Könyvkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11.  
Telefon: 122-1285  
Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223.  
Felelős kiadó: **Horti József** vezérigazgató  
90-03622 Z—P Formular Kft, Kiskunfélegyháza  
Felelős vezető: **Bodor Béla** ügyvezető igazgató

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329