

Metric J.

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Rákóczi F.-Farkas A.: A hőmérsékleti mező statisztikai szerkezete Magyarországon..... 257

Bónis K.: Oldhatatlan részecskét tartalmazó kis oldatcseppek fagyásának termodinamikája és kinetikája..... 264

Schiller I.: A légköri kénsavgőz és vízgőz együttes kondenzációjának termodinamikai leírása 274

Horváth L.: A légköri kén-dioxid szulfáttá alakulásának mechanizmusa és kinetikája 280

Major Gy.: A légkör sugárzasegyenlegének meghatározása műholdas mérésekből 288

Molnár Gy.: Módszer a hőmérsékleti profil meghatározására műholdas sugárzás- adatokból 293

Mersich I.: Domborzat figyelembevételével számított áramlási mező város felett 301

Jakus E.: A meteorológia és hidrológia kapcsolatai Magyarországon 311

Kienitz G.: A síkvidéki vízrendezés problémái 314

Irodalom 316

Krónika..... 318

CONTENTS

Rákóczi, F.-Farkas, A.: The Statistical Structure of the Temperature Field over Hungary..... 257

Bónis, K.: The Thermodynamics and Kinetics of the Freezing of Small Solution Drops Containing Insoluble Particles 264

Schiller, I.: Thermodynamical Description of the Bimolecular Condensation of the Atmospheric Sulphuric Acid Vapour and Water Vapour..... 274

Horváth, L.: The Mechanism and the Kinetics of the Atmospheric Sulphur Dioxide in to Sulphate 280

Major, Gy.: The Determination of the Radiation Balance in the Atmosphere by Using the Measurements of Meteorological Satellites 288

Molnár, Gy.: A Method for the Determination of the Temperature Profile from Satellite Radiation Data..... 293

Mersich, I.: The Calculated Stream Field over Towns with Regard to Relief... 301

Jakus, E.: The Connexions between Meteorology and Hydrology in Hungary... 311

Kienitz, G.: Water Management Problems in Plain Areas..... 314

Literature 316

Chronicle..... 318

IDŐJÁRÁS

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

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD:

AMBRÓZY P. (Budapest)	LOGVINOV, K. (Kijev)
ANTAL E. (Budapest)	MÁDE, A. (Halle/Saale)
BAUR, F. (Bad Homburg)	MÉSZÁROS E. (Budapest)
<u>BERGERON, T. (Uppsala)</u>	VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles)
BESSEMOULIN, M. J. (Paris)	NGUYEN-XIEN (Hanoi)
BODOLAI I. (Budapest)	OKOŁOWICZ, W. (Warszawa)
BOSSOLASCO, M. (Genova)	PASZYNSKY, J. (Warszawa)
BÖHME, W. (Potsdam)	PÉCZELY GY. (Szeged)
BUDYKO, M. I. (Leningrad)	RÁKÓCZI F. (Budapest)
ČADEŽ, M. (Beograd)	STEINHAUSER, F. (Wien)
DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi)	STELCZER K. (Budapest)
DONEAUD, A. (Bucuresti)	SZEPESI D. (Budapest)
GÖTZ G. (Budapest)	TAKEUCHI, K. (Tokio)
GULYÁS O. (Budapest)	TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator)
<u>HROMOV, SZ. P. (Moszkva)</u>	VARGA-HASZONITS Z. (Budapest)
KONČEK, M. (Bratislava)	VITEK, V. (Praha)
<u>KRASTANOV, L. (Szofia)</u>	WHITE, R. M. (Rockville)

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:
DÉSI F. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office:
H-1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1. HUNGARY

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám 1977. szept. – okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No 5 September – October 1977 Budapest

A hőmérsékleti mező statisztikai szerkezete Magyarországon

RÁKÓCZI FERENC, *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest*
FARKAS AMÁLIA, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest*

The Statistical Structure of the Temperature Field over Hungary. The daily and yearly course of the structural functions belonging to temperature fields are investigated on the base of temperature data observed on 18 observing stations in Hungary during a three-years periode (1970–1972) daily four times with the aid of structural and covariance functions. In a system of co-ordinates for distance and time the squares of the average interpolative errors of the temperature are represented for characteristic months of the four seasons. The absolute values of the interpolative errors calculated after the item 6 are published in tabular form. The aim of the investigations is to correct the meteorological-climatological interpolative procedures by making more exact the informations related to the statistical structure of the temperature fields.

*

Статистическая структура температурного поля в Венгрии. На основе данных о температуре, полученных на 18 станциях наблюдений Венгрии за 3 года (1970—1972 гг.) ежедневно в четыре срока, с использованием структурных и ковариационных функций, авторы изучают суточный и годовой ходы структурных функций температурного поля. Для характерных месяцев четырех сезонов года квадрат средней интерполяционной ошибки представляется в системе координат расстояния и времени. Абсолютные величины интерполяционных ошибок, подсчитанных по 6 пунктам, приводятся в табличной форме. Целью проведенных исследований является усовершенствование метеоролого-климатологических методов путем уточнения информации, связанных с статистической структурной температурного поля.

*

Bevezetés. A meteorológiai mezők statisztikai szerkezetével foglalkozó tanulmányok nagy része tárgyalja a talajközeli hőmérsékleti mező sajátosságait. Ezekre vonatkozó összefoglaló tanulmányt találhatunk [1]-ben, amelyben az idézett fejezet szerzői mind a nemzetközi, mind a hazai eredmények összefoglalására tettek kísérletet.

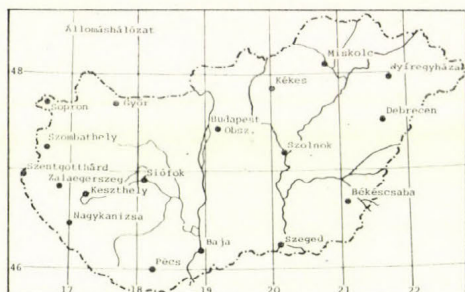
Ami a hazai kutatások eredményeit illeti, ismerjük a hőmérsékleti mezők szerkezeti függvényét a 07 órás megfigyelések alapján [2], valamint a szerkezeti függvényből levezethető interpolációs hibák értékeit. Ez és a nemzetközi eredmények [3, 4, 5] felhívták arra a figyelmet, hogy szükséges a tér-időbeli karakterisztikák napi-évi menetének ismerete is.

Amennyiben tehát a hőmérsékleti mező statisztikai szerkezetével kapcsolatos információinkat pontosítani kívánjuk, vizsgálatot kell végeznünk a karakterisztikák tér-időszerkezetére vonatkozóan. Az ilyen természetű tanulmányoktól nemcsak azt várhatjuk, hogy ismereteink mélyebbek lesznek, hanem azt is remélhetjük, hogy a gyakorlati problémák megoldásánál megalapozottabb döntéseket hozhatunk. Többször felvetődhet ugyanis olyan kérdés, amelyben meteorológiai-klimatológiai információra van szükség olyan helyekre vonat-

kozóan, amelyeken nem rendelkezünk a kérdéses adatokkal. Ilyen esetekben a szomszédos meteorológiai állomások megfigyelési sorából kiindulva interpolációs eljárásokhoz kell folyamodnunk és meg kell adnunk az interpolációs hibavértéket is.

Dolgozatunknak egyik célkitűzése éppen az, hogy meghatározza az interpolációs hibák várható értékeit a távolságtól az évszaktól és a napszaktól függően s ezáltal kiegészítse az eddig végzett kutatások eredményeit.

1. *A kiindulási anyag.* Feldolgozásunk alapját a napi hőmérsékleti adatok képezik; három évi időszakot (1970–72) felölelve. Munkánkban 18 megfigyelő állomás 4 észlelési terminusának adatait dolgoztuk fel. A megfigyeléseket 00,



1. ábra: A vizsgálatba vont állomások az ország területén

06, 12, 18 GMT-ben végezték, tehát a hőmérséklet napi menetének legfontosabb időpillanatait foglalják magukban. A 18 állomás térbeli eloszlásánál – amennyire ez lehetséges volt – arra törekedtünk, hogy az ország klimatológiai szempontból legjellegzetesebb vidékeit reprezentálja. A választott állomások földrajzi eloszlását adja meg az 1. ábra.

Az ábrából látható, hogy az egyenletes eloszlás követelménye mellett azt is szem előtt tartottuk, hogy a korábbi kutatások eredményeit felhasználva, állomásaink a változékonyabb terepviszonyok esetében sűrűbben helyezkedjenek el; az Alföldön ritkább hálózattal is megelégedtünk.

A szerkezeti karakterisztikák meghatározásánál minden lehetséges kombinációt figyelembe vettünk, így a bemutatásra kerülő függvények mindegyikét $\left(\frac{18}{2}\right) = 324$ kombinációra határoztuk meg.

Az évi menet vizsgálatára minden évszak középső hónapját használtuk föl, tehát a telet a január, a tavaszt az április, a nyarat a július, az őszt pedig az október hónap adataival jellemeztük.

2. *A szerkezeti karakterisztikák.* A vizsgált hőmérsékleti mező statisztikai szerkezetének jellemzésére két általánosan elfogadott [1] karakterisztikus függvényt állítottunk elő:

a) szerkezeti függvényt, amelynek definíciója

$$b(M_1, M_2) = \overline{[f(M_1) - f(M_2)]^2} \quad (1)$$

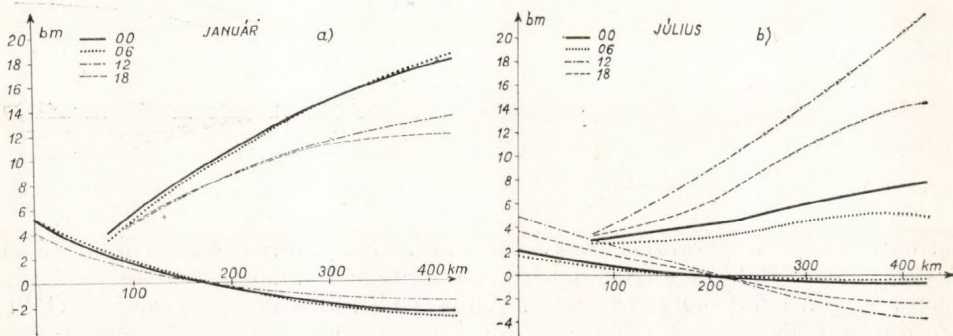
b) kovariancia függvényt, amely a definíció szerint

$$m(M_1, M_2) = \overline{[f(M_1) - \bar{f}(M_1)] [f(M_2) - \bar{f}(M_2)]} \quad (2)$$

alakú. Itt M_1 illetve M_2 jelenti a kérdéses állomásokat, amelynek egymástól vett távolságát $d = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2}$ formula adja meg, ahol x_1, y_1 , illetve

x_2, y_2 az M_1 és M_2 állomások koordinátáját jelentik. A felülvonás az idő szerinti átlagolást szimbolizálja. Nyilvánvaló, hogy x és y futtatásával, mind (1) mind pedig (2) egy-egy – a d távolságtól függő – sztochaisztikus függvényt eredményez. E függvények menetét nem az egyes távolsági értékekhez tartozó pontokból származó pontfelhő-grafikkal ábrázoltuk, hanem a kombinációkat $\delta = 25$ km-es osztályközökre bontottuk fel és az ebbe eső esetek szerint átlagolást hajtottunk végre.

Ezzel a simítási eljárással elértük a lokális zavarok kiszűrését: így görbéink valóban a hőmérsékleti mező klimatikusán reprezentáns statisztikai szerkezetét tükrözik.



2. ábra: A hőmérséklet szerkezeti (a) és kovariancia (b) függvényei Magyarországon, napi 4 terminusban

Az ily módon kezelt anyagból számított szerkezeti és kovariancia függvényeket a 2., illetve 3. ábrán mutatjuk be. Mindkét ábrán ugyanazok a függvények szerepelnek, de céljainknak megfelelő csoportosításban.

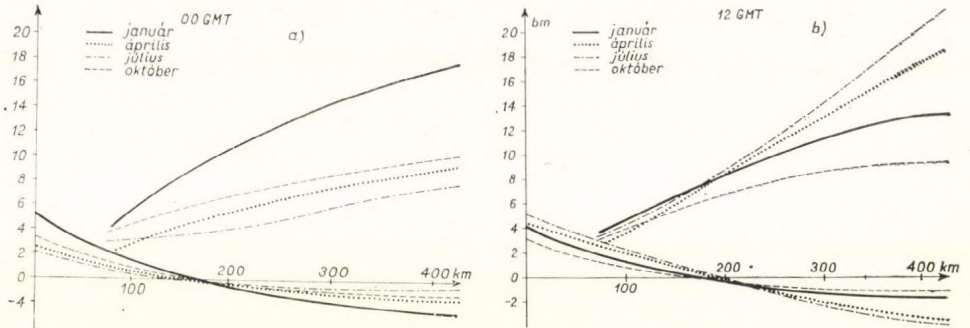
A 2a ábrán a januári, a 2b ábrán a júliusi szerkezeti függvényeket mutatjuk be. Természetesen az átmeneti évszakokra vonatkozó függvényeket is meghatároztuk, de ezek bemutatásától helyszűke miatt eltekintünk.

A 2a ábra a téli viszonyokat adja meg. Látható, hogy januárban a szerkezeti függvény értéke minden megfigyelési időpontban a távolság növekedésével növekszik, de különböző mértékben. Legrohamosabb ez a növekedés 00 és 06 GMT-kor, vagyis akkor, amikor az effektív kisugárzási veszteség a legnagyobb. Ha az anticiklonális helyzetek hótakaróval is párosulnak, de különösen azon esetekben, amikor csupán az ország egyik felét fedi hó, nagyon nagy hőmérsékletkülönbségek alakulhatnak ki, és ez tükröződik a januári görbék kisugárzási szakaszában. Ez a különbség 12 és 18 GMT-kor csökken, így a szerkezeti függvények értékei is alacsonyabbak. Klimatikus viszonyaink e jól ismert ténye tükröződik – és mennyiségi kifejezésre is jut a bemutatott karakterisztikákban.

A kovariancia függvények tanulsága szerint 175 km-ig pozitív kapcsolat van két meteorológiai állomás hőmérsékleti értéke között és ez a kapcsolat szinte független a napszaktól. Ez nem meglepő, hiszen ezt a kapcsolatot nem lokális tényezők, hanem makroszinoptikus hatások determinálják. Az a tény, hogy a bemutatott görbék 175 km-es határnál negatív értéket vesznek fel, nem jelenti azt, hogy a Magyarországon – hőmérséklet esetén – 175 km-t meghaladó értéknél negatív korrelációval kell számolnunk. Ez annak a követ-

kezménye, hogy homogenizálás céljából minden értékből levontuk a területi átlag értékét és ily módon a kapcsolat menetét simítottuk, az átlagos képet jobban kiemeltük, de ennek rovására a kapcsolatok abszolút értékét elhomályosítottuk.

A 2b ábra a júliusi viszonyokon keresztül a nyári helyzetet világítja meg.



3. ábra: A hőmérséklet szerkezeti (a) és kovariancia (b) függvényei Magyarországon a 4 évszakban

Látható, hogy a szerkezeti függvények szórása nyáron nagyobb mint télen. A függvények alakja is függ a napszaktól: délben szemmel láthatóan a vizsgált tartományon belül nagyon távol vagyunk a telítődési értéktől, míg 06 GMT-kor mintegy 350 km-nél már megkezdődik a telítődési szakasz. Ez az eredmény klimatikus teljesen világos: Az évszaknak megfelelően délben alakulnak ki legnagyobb hőmérsékleti kontrasztok és ezek 06 GMT-kor lesznek a legkisebbek.

A kovariancia függvények tanulsága szerint a negatív értékre történő átmenet – a téli képpel szemben 200 km-es távolság fölötti értékeknél következik be. Nyáron a hőmérsékleti mezőre inkább hatnak a makroszoptikus folyamatok, míg télen ezt a sugárzási viszonyok jobban torzítják.

Az átmeneti évszakok közül április inkább a télre, október inkább a nyári képre hasonlít.

A 3a és a 3b ábrán a napi menet szerepét igyekeztünk megvilágítani. Ismételten csak a legjellemzőbb görbéket a 00 GMT-re és 12 GMT-re vonatkozókat mutatjuk be.

Éjfélkor a szerkezeti függvény értéke januárban a legmagasabb. A térbeli szórás okait már az előzőkben megmagyaráztuk. Az októberi 00 GMT-re vonatkozó függvény tetemesen alatta marad a januári értékeknek, de nagyon közel fut a másik átmeneti hónap, az április értékeihez. Érdekes megfigyelni, hogy a júliusi értékek 125 km-es távolságig az áprilisi értékek fölött, ezt meghaladóan pedig ezek alatt futnak. Ez a menet mezoklimatikus okokkal magyarázható.

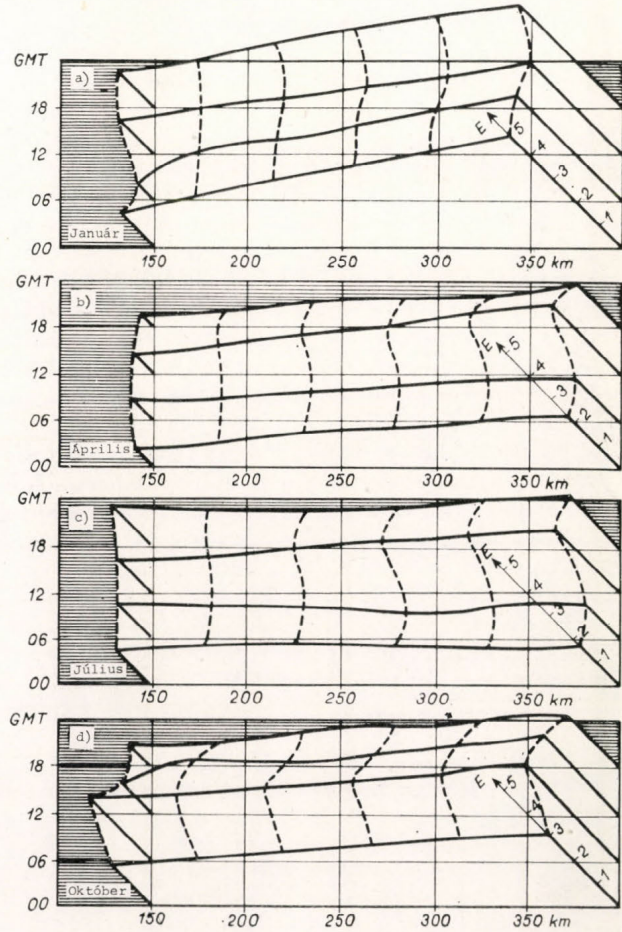
A kovariancia függvények menetében napszak szerinti eloszlás alig mutatható ki, ha csak nem az, hogy a januári görbe a legkarakterisztikusabb. Ez és a korábban tárgyalt görbék is arra engednek következtetni, hogy a szerkezeti függvények – legalábbis kis távolságok esetén – alkalmasabb eszközök a térbeli-időbeli statisztikai struktúrák tanulmányozására, mint a kovariancia függvények.

A 3b ábra a 12 GMT-re vonatkozik, s a 00 GMT-re vonatkozó 3a ábrától teljesen eltérő képet mutat. 200 km-től kezdődően a maximális értékkel a júliusi görbe rendelkezik, a függvények minimuma pedig októberben van. Április júliusra, október januárra hasonlít. Jóllehet a szerkezeti függvények

nem tárnak fel új klimatikus jellemvonásokat, de ismételten numerikus méréstékét adták a már minőségileg ismert tényeknek.

A kovariancia függvények a már analizált okok miatt 200 km-es távolságnál valamivel kisebb d értéknél metszik a 0 vonalat.

Az átmeneti évszakokról azt mondhatjuk, hogy 06 GMT-kor az éjféli,



4. ábra: A hőmérséklet interpolációs hibáinak négyzete (E) Magyarországon, távolság – idő koordinátarendszerben

18 GMT-kor pedig a déli képpel analóg jelleget mutatnak, de elmosódottabb formában.

3. Az *interpolációs hibák*. Amint azt a bevezetőben említettük, munkánk fő célja az interpolációs hibák meghatározása volt. A maximális interpolációs hiba két állomás közé eső tetszőleges pontra az

$$E_{\max[2]} = b \left(\frac{d}{2} \right) - \frac{1}{4} b(d) \quad (3)$$

formulával számítható. Amennyiben az interpolációs eljárásnál hat környező állomás adataira támaszkodunk, $E_{\max[6]}$ az alábbi képlettel határozható meg:

$$E_{\max [6]} = b \left(\frac{d}{2} \right) - \frac{1}{6} \left[b \left(\frac{d}{2} \right) + b \frac{\sqrt{3}}{2} d \right] + \frac{1}{2} b(d) \quad (4)$$

A fenti két formulában $b(d)$ a szerkezeti függvény értékét jelenti az argumentumban megadott távolság esetén. A szerkezeti függvény definíciójából következik, hogy mind (3), mind (4) az interpolációs hiba négyzetét nyújtja; a hiba tényleges értékét gyökvonással kapjuk meg.

A számításokat 2 és 6 pontra vonatkozóan is elvégeztük, de dolgozatunkban csak a 6 pont alapján számított értékeket mutatjuk be. Ugyanis az összehasonlításokból kitűnt, hogy a 2 pont alapján számított interpolációs hiba abszolút értékei – a távolság arányában – esetenként 1–5 tized értékkel magasabbak a 6 pont alapján számítottaknál.

Az interpolációs hibák négyzetére vonatkozó számítások eredményét (E_6) a 4. ábrán foglaltuk össze. Az ábra vízszintes tengelyére a távolságot, erre merőlegesen az időtengelyt mértük fel. Ily módon egy távolság-idő koordináta-rendszert kaptunk, azaz e két koordináta egy síkot alkot. Erre merőlegesen vettük fel az E_{\max} értékeit: vagyis a távolság-idő szerint változó átlagos négyzetes interpolációs hibák viselkedését ez a felület reprezentálja. Ezt az ábrázolási módszert minden vizsgált hónapra előállítottuk.

A 4a ábrán a januári hónapra vonatkozóan láthatjuk, hogy az interpolációs hiba négyzete, a napszakoktól függetlenül a távolság növekedésével növekszik. Ez a növekedés 00 GMT és 18 GMT esetén majdnem lineáris. 06 GMT-kor a 150 és 200 km-es szakaszokon a növekedés erősebb, mint nagyobb távolságok mellett. Leggyengébb, de közel lineáris növekedést találunk 12 GMT-kor.

Napszakok szerint 150 km-es távolság esetén az interpolációs hiba négyzetének minimuma 06 GMT-kor lép fel. Nagyobb távolságokra e minimum értéke 12 GMT-re tolódik el.

Más a helyzetkép áprilisban (4b ábra). A távolság növekedésével E ekkor is növekszik, de a növekedés mértéke kisebb, mint januárban. Ami a napi menetet illeti, a maximum mindig 12 GMT-kor lép fel.

Júliusban viszonylag bonyolult képet kapunk (4c ábra). 00 GMT és 06

I. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet interpolációs hibáinak abszolút értékei Magyarországon
(6 állomás figyelembevételével)

Hónap	(d) Távolság [km]						Hónap	(d) Távolság [km]					
	150	200	250	300	350	400		150	200	250	300	350	400
	00 GMT							12 GMT					
Jan.	1,2	1,5	1,7	1,9	2,0	2,2	Jan.	1,2	1,4	1,5	1,7	1,8	2,0
Ápr.	0,8	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	Ápr.	0,9	1,1	1,3	1,4	1,6	1,7
Júl.	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	Júl.	1,2	1,2	1,4	1,5	1,6	1,6
Okt.	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8	Okt.	1,1	1,5	1,5	1,6	1,7	1,8
	06 GMT							18 GMT					
Jan.	0,8	1,5	1,6	1,8	2,0	2,1	Jan.	1,2	1,4	1,7	1,8	2,0	2,1
Ápr.	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	Ápr.	0,7	0,9	1,1	1,1	1,2	1,4
Júl.	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,2	Júl.	1,3	1,2	1,2	1,3	1,4	1,5
Okt.	1,7	1,7	1,8	1,8	1,9	2,0	Okt.	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5

GMT esetén E a távolsággal alig változik. Viszonylag nagy növekedési rátát mutatnak a 12 GMT-kor kapott értékek. Kis távolságok esetén alig van napi menet, nagyobb távolságoknál pedig egyértelműen 12 GMT-kor lépnek fel a maximumok.

Októberben (*Ad ábra*) 06 GMT-kor szinte nincs növekedés a távolság növekedésekor; 00 GMT-kor pedig a növekedés szigorúan lineáris. A napi menetben – a távolságtól függetlenül – 06 GMT-kor lépnek fel a maximumok.

A tárgyalt ábrák jól szemléltetik azt, hogy az interpolációs eljárás jóval bonyolultabb statisztikai struktúrájú, mint ahogyan ezt eddig elképzeltük, és ezek az eredmények felhívják a figyelmet arra, hogy olyan elemek esetén, amelyeknek erős napi menetük van, az interpolációnál gondosabban kell eljárniuk, mint ahogyan azt az eddigi gyakorlatban végrehajtottuk.

Abból a célból, hogy ne csupán az átlagos négyzetes interpolációs hibák értékeinek grafikus ábrázolását adjuk meg, minden hónapra és minden távolságra kiszámítottuk $\sqrt{E}_{[6]}$ értékeit is. Az erre vonatkozó eredményeket tartalmazza az *I. táblázat*.

A táblázat értékei lényegében ugyanazokat a sajátosságokat mutatják, mint a megfelelő ábrák, így ezek részletes analizisétől eltekintünk. Jóllehet a bemutatott ábrák nagyon jól szemléltetik az interpolációs hibák szerkezeti sajátosságait, a hibák táblázatos megadására mégis szükség van, hiszen ezek adják meg a tényleges számszerű értékeket.

4. Következtetések.

a) A hőmérsékleti mező statisztikai szempontból bonyolult szerkezetet mutat, s a szerkezeti függvényeknek évi és napi menete van.

b) A kovariancia függvényeknél nem találunk olyan határozott évi és napi menetet, mint a megfelelő szerkezeti függvényeknél, vagyis a szerkezeti sajátosságokat elmosódottabban tükrözik.

c) Az átlagos négyzetes interpolációs hibák jól meghatározott évi és napi menetet mutatnak, s jól szemléltethetők távolság-idő koordinátarendszerben. Az interpolációs hibák abszolút értékei 6 állomás figyelembe vétele esetén kisebbek, mint amikor az interpolációt csupán két állomás megfigyelési adatai alapján végezzük.

IRODALOM

- [1] R. Czelnai, L. S. Gandin, W. I. Zachariew: Statistische Structur der Meteorologischen Felder. Budapest 1976. pp. 201–234.
- [2] Czelnai R. – Dési F. – Rákóczi F.: On the determination of the rational density of the temperature measuring network. *Időjárás* 1963. V. 67. N^o. 3. pp. 129–137.
- [3] Czelnai R. – Dési F. – Rákóczi F.: Determination of the rational station density in the temperature observing network. *Időjárás* 1964. V. 68. N^o. 2. pp. 65–71.
- [4] Хрда, Й.: О статистической структуре приземного поля температуры воздуха на территории Чехии и Моравии. *Időjárás* 1968. 72. N^o. 4. pp. 210–215.
- [5] Gandin, Л. С. – Гаган, Р. Л. – Тараканова В. Л.: К вопросу о рациональном планировании сети наблюдений за температурой воздуха. *Труды Г. Г. О.*, 1968, вып. 228, стр. 30–40.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám 1977. szept.—okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No. 5 September—October 1977 Budapest

Oldhatatlan részecskét tartalmazó kis oldatcseppek fagyásának termodinamikája és kinetikája

BÓNIS KATALIN, *Központi Légekfizikai Intézet, Budapest*

The Thermodynamics and Kinetics of the Freezing of Small Solution Drops Containing Insoluble Particles. First the thermodynamical investigations made by the author concerning to this item are reviewed, later the kinetics of the developing of ice-germs occurring in small solution drops are discussed. In the second part of the paper the results of calculations are presented in the function of different cloud physical data and parameters. After this the conclusions are drawn whether which cloud physical factors influence essentially the formation of crystal germs. It is stated, that among the environmental conditions the temperature is decisive, while among the micro-physical characteristics the size and the wettability of the insoluble particles to be found in the solution drops are the primary factors. At last it is determined for two basic cloud types, i. e. for the active zone of the Cumulonimbi and for the Stratiform clouds, which Aitken nuclei can serve as active freezing nuclei.

*

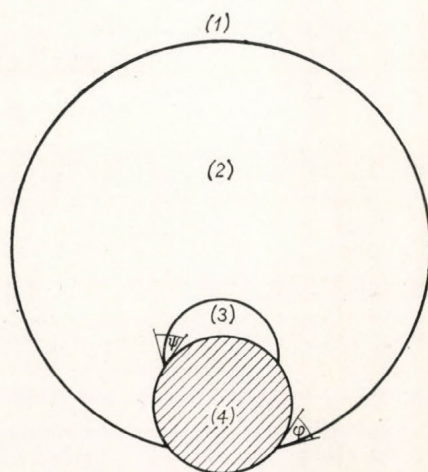
Термодинамика и кинематика замерзания мелких капель раствора, содержащих нерастворимые частицы. Сначала описываются ранее проведенные автором термодинамические исследования, связанные с рассматриваемым вопросом, а затем обсуждаются вопросы кинематики образования ледяных зародышей, встречающихся в мелких каплях раствора. Во второй части работы автор приводит результаты вычислений, в зависимости от различных физических данных и параметров облаков. Выявляются факторы, существенно влияющие на образование зародышей кристаллов. Автор приходит к выводу о том, что из условий окружающей среды решающую роль играет в этом отношении температура, в то время, как из микрофизических характеристик первостепенное значение имеет увлажняемость нерастворимых частиц. В заключение, для двух основных типов облаков, а именно, для активной зоны грозных облаков и для слоистых облаков определяются ядра Айткена, которые могут оказаться активными ядрами замерзания.

*

Bevezetés

A jégfázis létrejötte a felhőkben nagy fontosságú a csapadékképződés szempontjából. A jégkristály a légköri környezeti feltételektől függően többféleképpen keletkezhet: gőzfázisból közvetlenül depozícióval, illetve felhőcseppek esetén fagyás útján. Ez utóbbi lehetőség is különbözőképpen valósulhat meg, azaz a cseppben már benne van a fagyást elősegítő részecske (immerzió), vagy csak a fagyás pillanatában érintkezik azzal (kontakt nukleáció) (Cooper, 1974; Genadiev, 1975). A fagyási mag lehet szilárd, merev és lehet rugalmas részecske (Fletcher, 1958; illetve Cooper and Knight, 1975). A továbbiakban csak az ún. Fletcher modellel foglalkozunk, amikor is a gömbalakú, szilárd, merev részecske és a csepp határfelületén jön létre a jégkristály.

Korábbi munkánkban tárgyaltuk a kis oldatcseppek fagyásának termodinamikáját (Bónis, 1971), majd az oldhatatlan részecskéket tartalmazó kis oldatcseppekben létrejövő kristálycsírák képződésének termodinamikáját (Bónis, 1972). Meghatároztuk az adott hőmérsékletű – túlhűlt – cseppekben keletkező kristálycsírák kritikus méretét, valamint a csírák képződéséhez szükséges szabadenergia értékét. Bizonyos egyszerű esetekben számpéldán is bemutattuk, hogyan függ a csíráképződési szabadenergia az oldhatatlan részecske méretétől és nedvesíthetőségétől, illetve az oldatcseppek koncentrációjától. Majd megjegyeztük, hogy általános esetekre a fenti számítások csak számítógéppel végezhetőek el.



1. ábra: A termodinamikai rendszer és alrendszerei: (1) a gőztér, (2) az oldatcsepp, (3) a jégcsíra, (4) az oldhatatlan részecske. φ és ψ az illeszkedési szög az oldatcsepp és a részecske, illetve a jégcsíra és a részecske között

Jelen munkánkban a termodinamikai megfontolásokat kinetikai tárgyalásmóddal egészítjük ki, majd bemutatjuk a Hewlett-Packard 9810 A típusú asztali számítógéppel kapott eredményeinket.

Termodinamikai vizsgálataink összegezése

a) *A vizsgált termodinamikai rendszer.* A teljes rendszer négy alrendszerből áll – lásd az 1. ábrát – (1) gőztér, (2) az oldatcsepp, speciális esetben tiszta vízcsepp, (3) a keletkező jégcsíra, (4) az oldhatatlan részecske. Egyszerűsítő feltételezéseink a következők: a teljes rendszerben a hőmérséklet állandó, és mind az oldatcsepp, mind a jégcsíra környezetével egyensúlyban van. Az oldhatatlan részecske gömb alakú, s a jégkristály az oldatcsepp és a részecske közös határfelületén jön létre, a nedvesítési viszonyoktól függően, ha $\psi > 0$, (ahol ψ az illeszkedési szög) ún. „lunula” alakú lesz, ha $\psi = 0$, akkor teljesen körülvesszi a részecskét és gömb alakú lesz. Amennyiben a csepp egyáltalán nem tartalmaz oldhatatlan részecskét, a jégcsíra gömb alakban a csepp belsejében foglal helyet. A jégkristály az oldatcsepp vízmolekuláiból épül fel, miközben a csepp felszínén sem kondenzáció, sem párolgás nem történik; a jégfázis nagyobb fajlagos térfogata miatt azonban a csepp mérete növekszik. Feltételezzük továbbá, hogy a jégcsíra csak vízmolekulákból áll és nem képződik eutektikum az oldatban található sóval az eutektikus pont hőmérsékletét átlépve.

A rendszerben a következő összetevők találhatóak: 1. a víz, 2. az oldatban levő oldott anyag és 3. az oldhatatlan részecske anyaga. A termodinamikai

alrendszerek és a kémiai összetevők száma miatt szükségesnek tartottuk az alábbi jelöléseket bevezetni: a felső indexek – zárójelben – a vonatkozó alrendszert jelölik, két alrendszer határfelületét kettős indexszel jelöljük: míg az alsó indexek a megfelelő anyagokra vonatkoznak. Határfelületek és sugárértékek esetében csak felső indexeket használtunk. Kivételképpen $r^{(4)}$ helyett az irodalomban szokásos R jelölést tartottuk meg. A jégfázis keletkezése előtti állapotról vonatkozó mennyiségeket o alsó indexszel is elláttuk.

b) *Az egyensúlyi feltételek.* Amint az előbbi fejezetben feltételeztük, a rendszerben a csepp környezetével egyensúlyban van. Az egyensúlyi vízgőz-túltelítettség és az oldatcsepp sugara, valamint egyéb jellemző adatai között az összefüggést a legáltalánosabb esetben *Mészáros* (1969) vezette le:

$$\ln \frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}} = \frac{2\sigma^{(1,2)}v_1^{(2)}}{kTr^{(2)}} + g_1^{(2)} \ln x_1^{(2)} \quad (1)$$

ahol $p_1^{(1)}$ és $p_{1\infty}^{(1)}$ a tényleges és a sík vízfelszín feletti egyensúlyi gőznyomás, $\sigma^{1,2}$ a határfelületi energia a gőztér és az oldatcsepp között, $v_1^{(2)}$ egy vízmolekula térfogata az oldatban, k a *Boltzmann* állandó, T az abszolút hőmérséklet, $r^{(2)}$ az oldatcsepp sugara, $g_1^{(2)}$ a víz racionális ozmotikus koefficiense, $x_1^{(2)}$ a víz móltörtje az oldatban.

Amennyiben ismerjük az oldatban található sómennyiséget (m_2), meglehetősen bonyolult geometriai összefüggéseket felhasználva megkaphatjuk az oldatban levő víz móltörtjét, ugyanis

$$x_1^{(2)} = f(m_2, r^{(2)}, r^{(3)}, R, \varphi, \psi)$$

majd $\sigma^{(1,2)}$, $v_1^{(2)}$ és $g_1^{(2)}$ értékei változnak $x_2^{(2)}$ függvényében, felhasználva, hogy $x_1^{(2)} + \nu x_2^{(2)} = 1$, ahol ν egy molekula oldódó anyag oldódásakor keletkező ionok száma. Oldatcseppek esetében az adott túltelítettséghez tartozó két lehetséges egyensúlyi állapot közül mindig a stabil egyensúlyban levő cseppel foglalkozunk, tiszta vízcseppek esetén $x_1^{(2)} = 1$, csak labilis egyensúly létezik.

A túlhűlt oldatcseppben keletkező jégkristálynak csak egy, labilis egyensúlyi állapota van, ekkor jégcsíráról beszélünk. A jégcsíra mérete és a rendszer hőmérséklete közötti összefüggés kis oldatcseppek esetén (*Dufour and Defuy* 1963; *Bónis* 1971)

$$\ln \frac{T_\infty}{T} = \frac{2\sigma^{(2,3)}v_1^{(3)}}{L_F r^{(3)}} + \frac{2\sigma^{(1,2)}(v_1^{(3)} - v_1^{(2)})}{L_F r^{(2)}} - \frac{kT}{L_F} g_1^{(2)} \ln x_1^{(2)} \quad (2)$$

ahol T és T_∞ a tényleges, ill. a sík vízfelszínű víz fagyási hőmérséklete, L_F az egy vízmolekulára vonatkozó közepes fagyási hő a $T_\infty - T$ intervallumban. Megjegyezzük, hogy a (2) egyenlet jobb oldalának második tagja 10^{-5} cm-nél nagyobb sugarú cseppeknél csak korrekációs tagnak tekinthető.

c) *A jégcsíra képződéséhez szükséges szabadenergia.* A csíráképződési szabadenergia

$$\Delta F^* = F - F_0$$

ahol F a teljes rendszer szabadenergiája a csíráképződés után, azaz

$$F = F^{(1)} + F^{(2)} + F^{(3)} + F^{(4)}$$

és F_0 a csíráképződés előtt

$$F_0 = F_0^{(1)} + F_0^{(2)} + F_0^{(4)}$$

Figyelembe véve a mechanikai és fizikai-kémiai egyensúlyi feltételeket, valamint a geometriai összefüggéseket, az *a*) részben ismertetett feltételezéseink mellett a keresett kifejezés a következő (Bónis, 1972)

$$\begin{aligned} \Delta F^* = & \frac{2}{3}\pi \left(r^{(3)} \right)^2 \sigma^{(2,3)} \Phi \left(y^{(3)}, \cos \psi \right) + \frac{2}{3}\pi \left[\left(r^{(2)} \right)^2 \sigma^{(1,2)} \Phi \left(y^{(2)}, \cos \varphi \right) - \right. \\ & \left. - \left(r_0^{(2)} \right)^2 \sigma_0^{(1,2)} \Phi \left(y_0^{(2)}, \cos \varphi_0 \right) \right] - \frac{2\sigma^{(1,2)} V^{(3)} v_1^{(3)} - v_1^{(2)}}{r^{(2)} v_1^{(3)}} + \\ & + N_2^{(2)} v k T \ln \frac{f_2^{(2)} x_2^{(2)}}{f_{20}^{(2)} x_{20}^{(2)}} \end{aligned} \quad (3)$$

ahol

$$\begin{aligned} \Phi \left(y^{(3)}, \cos \psi \right) = & 1 + \left(\frac{1 - y^{(3)} \cos \psi}{z_\psi} \right)^3 + 3 \left(y^{(3)} \right)^2 \cos \psi \left(\frac{y^{(3)} - \cos \psi}{z_\psi} - 1 \right) + \\ & + \left(y^{(3)} \right)^3 \left[2 - 3 \frac{y^{(3)} - \cos \psi}{z_\psi} + \left(\frac{y^{(3)} - \cos \psi}{z_\psi} \right)^3 \right] \end{aligned}$$

és

$$y^{(3)} = \frac{R}{r^{(3)}}, \quad z_\psi = \left[1 + \left(y^{(3)} \right)^2 - 2y^{(3)} \cos \psi \right]^{1/2}$$

A $\Phi(y^{(2)}, \cos \varphi)$ függvény a fentivel megegyező szerkezetű, amelyben $y^{(2)} = R/r^{(2)}$ és $z_\varphi = [1 + (y^{(2)})^2 - 2y^{(2)} \cos \varphi]^{1/2}$. A függvény megegyezik a Fletcher (1958) által levezetett, heterogén kondenzációra vonatkozó kifejezéssel, értéke 0 és 2 között változhat.

A ΔF^* szabadenergia kifejezésben az egyes tagok fizikai jelentése a következő. Az első tag a jégkristály keletkezéséhez szükséges energiát tartalmazza, a szögletes zárójelben levő második és harmadik tag különbsége a csíráképződés következtében fellépő cseppfelszín növekedéssel kapcsolatos, a negyedik a víz és a jég fajlagos térfogata közötti különbséggel arányos és negatív előjelű, míg az utolsó tag az oldatcsepp koncentrációjának növekedéséhez szükséges szabadenergiát jelöli. Számításaink során megmutatkozt, hogy ΔF^* értékében a felsorolt öt tag szerepe elég eltérő. Legjelentősebb az első tag, ennél közel egy nagyságrenddel kisebb az utolsó, s a többi három tag legalább még egy nagyságrenddel kisebb, tehát csupán korrekciónak tekinthető.

A jégcsíráképződés kinetikája

Ismeretes, hogy míg a termodinamikai vizsgálatok ebben a vonatkozásban az új fázis létrejöttének egyensúlyi feltételeit és energetikai viszonyait tárgyalják, a kinetika az új fázis keletkezésének valószínűségével, s így annak időbeli lefolyásával foglalkozik. A jégcsíráképződés valószínűségét is az ismert

$$J = A \cdot e^{-\frac{\Delta F^*}{kT}}$$

típusú egyenlet írja le, ahol J azt mutatja meg, mekkora a valószínűsége annak, hogy a vizsgált cseppben egy másodperc alatt egy jégkristály jöjjön létre. Számításaink során azt kívántuk meghatározni, hogy milyen feltételek teljesülése esetén lesz $J = 1 \text{ sec}^{-1}$, amely értéket a vizsgált folyamat kezdetének szokás tekinteni (Bónis, 1969).

Abban az esetben, ha az oldatcsepp nem tartalmaz oldhatatlan részecskét, a csíráképződés valószínűségét *Turnbull és Fisher* (1949) határozta meg:

$$J = \frac{n_d kT}{h} \exp \left[- \frac{\Delta f + \Delta F^*}{kT} \right] \quad (4)$$

ahol n_d az egy cseppben levő vízmolekulák száma, h a *Planck*-féle állandó, Δf az öndiffúziós aktivációs energia a folyadéokban, értékét és a hőmérséklettel való függését *McDonald* (1953) határozta meg.

Oldhatatlan részecskét is tartalmazó csepp esetére a jégcsíra-képződés valószínűségét *Fletcher* (1962) vezette le. Közelítő formulája szerint

$$J = \frac{kT}{h} n_c 4\pi R^2 \exp \left[- \frac{\Delta f + \Delta F^*}{kT} \right]$$

ahol n_c az egységnyi katalizáló felülettel érintkező folyadék-molekulák száma, víz esetében $n_c = 3 \cdot 10^{-8} \cdot n_w$ amikor is n_w az egységnyi cseppterfogatban levő vízmolekulák száma, R az oldhatatlan részecske sugara. *Fletcher* egyenletét az alábbi pontosítással használtuk nem teljesen nedvesedő részecskék esetére:

$$J = \frac{kT}{h} n_c 2\pi R^2 \left(1 - \frac{y^{(2)} - \cos\varphi}{z\varphi} \right) \exp \left[- \frac{\Delta f + \Delta F^*}{kT} \right] \quad (5)$$

azaz csak az oldatcseppel érintkező részecske-felületet vettük figyelembe. A részecske nedvesíthetőségétől függő tényezőben a jelölések megegyeznek a (3) egyenletben használtakkal. Az (5) egyenlet $\varphi = 0$ esetén visszaadja *Fletcher* eredeti egyenletét. Megjegyezzük, hogy számításaink során a (4) egyenletben a pre-exponenciális fraktor értéke $\approx 8 \cdot 10^{35} \cdot r^3$ CGS, míg az (5) egyenletben $\approx 3,5 \cdot 10^{28} \cdot R^2 f(y^{(2)} \cos\varphi)$ CGS.

A (4) ill. (5) egyenletekből meghatározhattuk ΔF^* azon értékeit, melyre $J = 1 \text{ sec}^{-1}$, azaz a jégcsíráképződés spontán végbemegy. A kapott szabadenergia értékeket $\Delta F_{(1)}$ -nek jelöltük, a hozzá tartozó oldhatatlan részecske sugarát $R_{(1)}$ -nek. Vagyis bármilyen $R \geq R_{(1)}$ sugarú részecske, melynek illeszkedési szöge megegyezik $R_{(1)}$ -ével, aktív fagyási mag, létrejön a cseppben a jégcsíra.

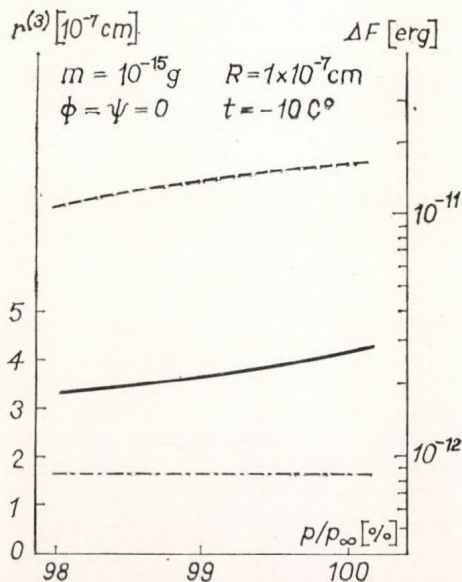
Számítási eredmények

Számításunk menete a következő volt. Meghatároztuk adott vízgőz-telítettség és hőmérséklet esetén, hogy ismert mennyiségű ammónium-szulfát részecskén mekkora sugarú stabil egyensúlyú oldatcsepp keletkezik (az (1) egyenlet segítségével), majd a (2) egyenlettel meghatároztuk, hogy ebben az oldatcseppben mekkora a keletkező jégcsíra sugara. Ezután a csíráképződési szabadenergia értékét állapítottuk meg a (3) egyenlet alapján különböző méretű és illeszkedési szögű részecskék esetén, illetve részecskék nélkül. Végül a spontán csíráképződéshez szükséges $\Delta F_{(1)}$ energiát határoztuk meg a (4) ill. (5) egyenlet segítségével, és megnéztük, milyen körülmények között valósul meg, hogy $\Delta F^* = \Delta F_{(1)}$.

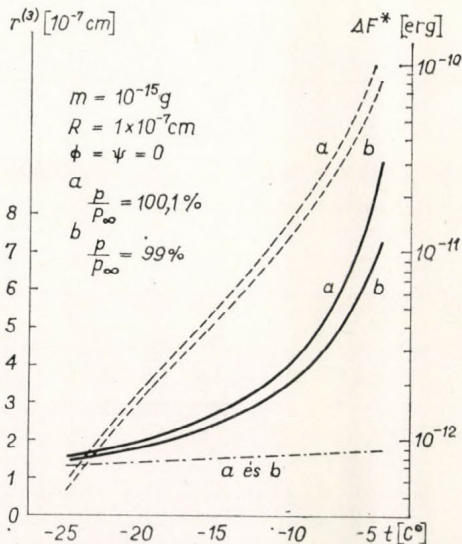
Elméleti vizsgálódásunk célja az volt, hogy megállapítsuk, a felhőkben található kis oldatcseppekben a jégcsíra keletkezését milyen külső tényezők befolyásolják lényegesen, ill. az egyes cseppek és részecskék mikrofizikai adatai közül melyek döntőek.

a) *A relatív nedvesség szerepe.* Ismeretes, hogy a felhőkben előforduló

vízgőz túltelítettség általában 1%-nál kisebb. A túltelítettségnek ilyen kis intervallumon belüli megváltozása a felhőcsepp-kondenzáció szempontjából igen jelentős, az aktív kondenzációs magvak száma nagymértékben változik. Ezért megvizsgáltuk – lásd a 2. ábrát –, hogy különböző túltelítettség mellett hogyan változik az adott ammónium-szulfát mennyiséget tartalmazó cseppben keletkező jégcsíra sugara, a csíráképződési szabadenergia és $\Delta F_{(1)}$ értéke. Megjegyezzük, hogy míg a felhőcsepp-kondenzáció kizárólag 100% relatív nedves-



2. ábra: A relatív nedvesség hatása a jégcsíra képződésére. (Folytonos vonal: a jégcsíra sugarának értékei, skála a bal oldalon. Szaggatott vonal: a csíráképződési szabadenergia, skála a jobboldalon. Eredményvonal: $\Delta F_{(1)}$ értékei, skálája azonos ΔF^* -ével)



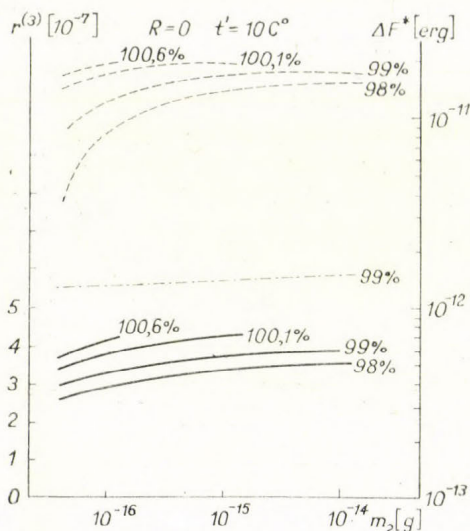
3. ábra: A jégcsíráképződés jellemző értékei a környezet hőmérsékletének függvényében. A jelölések megegyeznek a 2. ábrával

ség felett következik be, addig jégcsíra létrejöhet 100%-nál kisebb relatív nedvesség esetén is, hiszen a folyékony vízre telítetlen gőztér a jégfelszínre vonatkozóan túltelített lehet. A 2. ábrán szereplő 98% és 100,1% relatív nedvesség jégre vonatkozóan 8%, ill. 10,3% gőztúltelítettségnek felel meg -10 C° -on. Megjegyezzük, hogy az általunk vizsgált, környezetükkel egyensúlyban levő kis oldatcseppek már 100% relatív nedvesség alatt is megtalálhatók, például a felhők külső részein. Az ábrán láthatjuk, hogy a relatív nedvesség ilyen megváltozása igen kis mértékben hat csak a vizsgált mennyiségekre (a változás legfeljebb másfélszeres).

b) A hőmérséklet szerepe. Az előbbiekhöz hasonlóan megvizsgáltuk a felhő hőmérsékletének hatását a -5 és -25 C° közötti intervallumban. A 3. ábrán láthatjuk – összehasonlítva a 2. ábra görbéivel –, hogy a hőmérséklet milyen lényegesen befolyásolja mind a jégcsíra méretét, mind a csíráképződési szabadenergia nagyságát. A ΔF^* értéke majdnem két nagyságrenddel csökken, és -25 C° közelében megegyezik $\Delta F_{(1)}$ értékével, azaz a csíráképződés spontán

végbemeget. A 3. ábra *a* és *b* görbéit összehasonlítva, úgy tűnik, hogy a kisebb relatív nedvesség még valamivel előnyösebb is.

c) *A cseppekben levő oldott anyag mennyiségének hatása.* Az ammónium-szulfát mennyiség függvényében vizsgáltuk a kristálycsíra méretének, a képződési szabadenergiájának és $\Delta F_{(1)}$ -nek a változását. A 4. ábrán mutatjuk be, hogy mindhárom mennyiség kismértékben növekszik az oldott anyag több, mint két nagyságrenddel való megnövekedésekor. Gondoljuk meg azonban, hogy állandó relatív nedvesség mellett, ha nagyobb az oldódó részecske tömege, akkor az azon keletkező csepp mérete is egyre nagyobb lesz, hogy környezetével



4. ábra: A jégcsíra sugarának, a csíráképződési szabadenergiájának és $\Delta F_{(1)}$ értékeinek változása az oldatcseppben levő oldott anyag mennyiségének függvényében, különböző relatív nedvességek esetén. A jelölések megegyeznek a 2. ábrával. (A különböző relatív nedvességekhez tartozó $\Delta F_{(1)}$ egyenesek az ábrán szemléltethető pontosságon belül nem különböznek egymástól)

egyensúlyban legyen; aminek következtében ha m_2 tömeg nő, a csepp koncentrációja egyre csökken, s igen híg oldatoknak tekinthetők a cseppek, m_2 tömeg további növelésének már nincs számottevő hatása. E gondolatmenetet szemléltetjük az I. táblázat adataival. Az igen híg oldatok határeseteként felmerül a tiszta vízcseppek szerepének kérdése. Előljáróban leszögezzük, hogy tiszta vízcseppek csak labilis egyensúlyban lehetnek környezetükkel, a túltelt gőztérrel.

I. TÁBLÁZAT

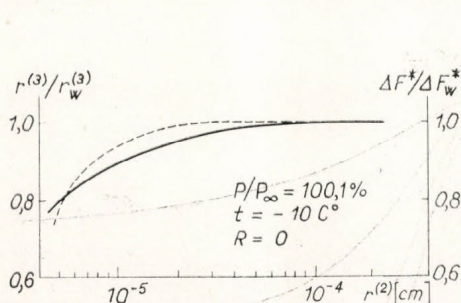
A $p/p_\infty = 100,1\%$ és $t = -10\text{ C}^\circ$ -os levegőkörnyezetben a különböző tömegű vízben oldódó anyagot tartalmazó oldatcseppek, illetve a tiszta vízcsepp egyensúlyi sugara ($r^{(2)}$) és móltörtje ($x_2^{(2)}$).

m_2 [10^{-16}g]	0,5	1	5	10	0
$(r^{(2)})$ [10^{-5}cm]	0,496	0,727	1,790	2,701	12,701
$x_2^{(2)}$ [10^{-3}]	14,13	8,77	2,87	1,66	0

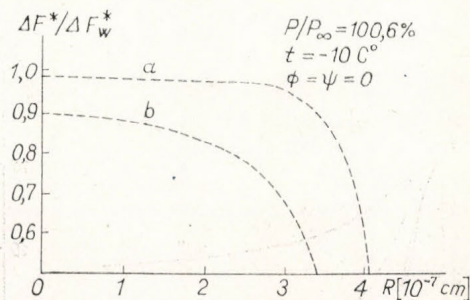
d) *Oldatcseppek és tiszta vízcseppek fagyásának összehasonlítása.* Az 5 ábrán mutatjuk be a cseppméret függvényében az oldatcseppben és a tiszta vízcseppben keletkező kristálycsírák sugarának hányadosát, valamint a csíráképződési szabadenergiák hányadosát. Megállapíthatjuk, hogy az egyre kisebb cseppek

fagyása – azonos külső körülmények között – energetikai szempontból kedvezőbb, mint a hígabb, nagyobb oldatcseppeké, és a tiszta vízcseppeké.

A 6. ábrán az oldhatatlan részecske sugarának függvényében mutatjuk be – egyébként azonos külső körülmények között – az oldatcseppekhez és a tiszta vízcseppekhez tartozó csíráképződési szabadenergiák hányadosát. Ezek szerint a részecske méretének növelése jelentősebben csökkenti az oldatcseppek fagyásához szükséges energiát, mint a tiszta vízcseppekét. A 6. ábrán bemutatott esetre meghatároztuk azt a két jellemző részecske-méretet, amelyre $\Delta F^* = \Delta F_{(1)}$, azaz a jégcsírákeletkezés számottevő valószínűséggel megindul, valamint amikor $\Delta F^* = 0$, azaz termodinamikai szempontból biztosan végbe megy a csíráképződés. A számszerű eredményeket a II. táblázat tartalmazza.



5. ábra: Az oldatcseppben és a tiszta vízcseppben keletkező jégcsíra méretének és a hozzá tartozó ΔF^* értékeknek az összehasonlítása. A megvizsgált esetben a tiszta vízcsepp sugara $1,270 \cdot 10^{-4}$ cm, $r_w^{(3)} = 4,391 \cdot 10^{-7}$ cm és $\Delta F_w^* = 1,930 \cdot 10^{-11}$ erg. A folytonos vonal jelöli az $r^{(3)}/r_w^{(3)}$, a szaggatottgörbe pedig az $\Delta F^*/\Delta F_w^*$ hányadost.



6. ábra: Az oldatcseppben és a tiszta vízcseppben keletkező jégcsírák képződéséhez szükséges szabadenergiák hányadosa az R részecske-méret függvényében. a) $m_2 = 10^{-16}$ g, ill. b) $m_2 = 5 \cdot 10^{-17}$ gammónium-szulfátot tartalmaz az oldatcsepp

Ezután összehasonlítottuk a tiszta vízcsepp és az oldatcseppek fagyásának jellemző adatait a környezet hőmérsékletének függvényében. ΔF^* értékének menete teljesen hasonló a 2. ábrán bemutatottakhoz, ezért csak az alábbi eredményeket ismertetjük. 100,1% relatív nedvesség és $R=0$ esetében az a hőmérséklet, melyre $\Delta F^* = \Delta F_1$ tiszta vízcseppek esetén $-28,8^\circ\text{C}$ míg 10^{-15} g, illetve 10^{-16} g ammónium-szulfátot tartalmazó cseppek esetében $-30,6^\circ\text{C}$, illetve $-31,2^\circ\text{C}$. Tehát az oldatok fagyáspont-csökkentő hatása kis cseppek esetében is érvényesül.

II. TÁBLÁZAT

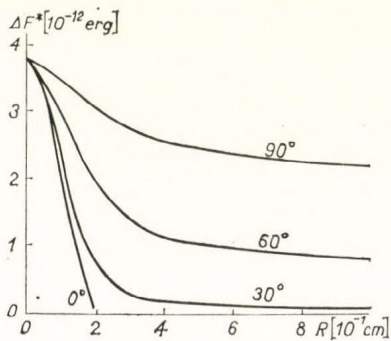
A $p/p_\infty = 100,6\%$ és $t = -10^\circ\text{C}$ -os levegőkörnyezetben egyensúlyban levő, különböző tömegű vízben oldódó anyagot tartalmazó oldatcseppek, illetve tiszta vízcsepp esetén annak a legkisebb teljesen nedvesedő részecskének a sugara, melyre $J = 1 \text{ sec}^{-1}$ ($R_{(1)}$), és $\Delta F^* = 0$ ($R_{(0)}$).

m_2 [10^{-16} g]	$R_{(1)}$ [10^{-7} cm]	$R_{(0)}$ [10^{-7} cm]
0,5	3,50	3,78
1	3,75	4,16
0	3,80	4,41

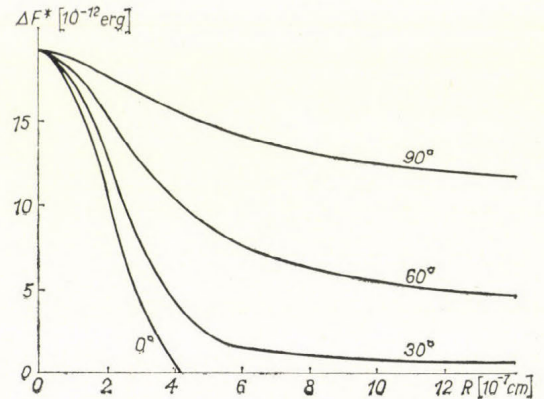
e) Az oldhatatlan részecskék méretének és nedvesíthetőségének hatása. Már a (6. ábrával) kapcsolatban utaltunk arra, hogy a részecske mérete milyen jelentős mértékben csökkenti ΔF^* -t, amennyiben a részecske teljesen nedvesíthető

mind vízre, mind jégre vonatkozóan, azaz $\varphi = \psi = 0$ esetben. Most megvizsgáljuk, mi történik, ha φ , ill. $\psi > 0$; egyszerűség kedvéért feltételezzük, hogy $\varphi = \psi$. Számításainkat két esetre végeztük el: 1) $p/p_\infty = 100,1\%$ és $t = -10\text{ }^\circ\text{C}$, ami átlagosan télen $\sim 3000\text{ m}$ magasságnak felel meg Budapest körzetében, azaz kifejlett, csapadékot adó rétegfelhők felsőbb szintjének, és 2) $p/p_\infty = 100,6\%$ és $t = -20\text{ }^\circ\text{C}$, ami a nyári hónapokban ugyanitt kb. 6500 m -es szintnek felel meg. Felhőfizikai ismereteink szerint ekkora túltelítettség zivatarfelhők aktív zónáiban fordul elő a felhőcsúcs alatti térségben.

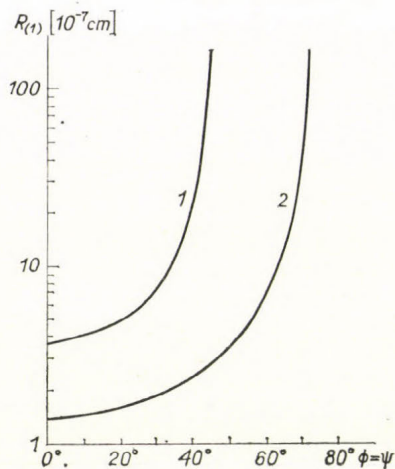
Az 1) esetnek megfelelő eredményeket a 7. ábrán mutatjuk be. Láthatjuk, amint az várható, hogy a nem teljesen nedvesíthető részecskék kevésbé aktív fagyási magvak, s R értékének növekedésével ΔF^* zérustól különböző konstans értékhez tart; minél nagyobbak az illeszkedési szögek, annál nagyobbak



7. ábra: A csíráképződési szabadenergiák értékének változása az R részecskeméret függvényében, különböző $\varphi = \psi$ illeszkedési szögek-nél, ha $p/p_\infty = 100,1\%$, $m_2 = 10^{-15}\text{ g}$ és $t = -10\text{ }^\circ\text{C}$ (rétegfelhők esete)



8. ábra: A csíráképződési szabadenergiák értékének változása az R részecskeméret függvényében, különböző $\varphi = \psi$ illeszkedési szögek-nél, ha $p/p_\infty = 100,6\%$, $m_2 = 10^{-16}\text{ g}$ és $t = -20\text{ }^\circ\text{C}$ (zivatarfelhők esete)



9. ábra: 1) rétegfelhőkben, ill. 2) zivatarfelhőkben stabilis egyensúlyban levő kis oldatcseppekben található oldhatatlan részecskék legkisebb méretei, amelyeken 1 sec alatt létrejön a jégcsíra, a részecske illeszkedési szögének függvényében

az adott R értékhez tartozó csíráképződési szabadenergia értékek. A 2) esetre végzett számításaink eredménye a 8. ábrán található. Az ábra görbéinek menete hasonló a 7. ábrán levőkhöz, a szembetűnő eltérés azonban az, hogy ΔF^* értékei jóval kisebbek, azaz kedvezőbbek a feltételek a jégcsírák keletkezéséhez.

Végül megvizsgáltuk mindkét esetre az illeszkedési szög függvényében, hogy mekkora $R_{(1)}$ részecskékre érvényes a $\Delta F^* = \Delta F_{(1)}$ egyenlőség. Eredményül azt kaptuk (lásd a 9. ábrát), hogy a tekintett réteges modellfelhő esetében az $R \geq 3,75 \cdot 10^{-7}$ cm sugarú Aitken részecskék lehetnek aktív fagyási magvak, amennyiben nedvesedési szögük $\varphi = \psi < 46^\circ$. Zivatarfelhőkben már az $R \geq 1,42 \cdot 10^{-7}$ cm sugarú oldhatatlan részecskék aktívak, ha $\varphi = \psi < 73^\circ$. Számottevően nagyobb az aktív fagyási magvak tartománya, mint a réteges esőfelhőkben. Összehasonlításként, tiszta vízcseppekre -10°C hőmérsékleten a nedvesítési határszög $\varphi = \psi = 37^\circ$ (Bónis, 1972), és az $R \geq 4,5 \cdot 10^{-7}$ cm sugarú oldhatatlan részecskék az aktív fagyási magvak. Tehát jelen munkánkban, számítógépes eredményeink alapján megállapíthatjuk, hogy kis oldatcseppek jelenlétében az előbbinél még kisebb Aitken részecskék is aktívak, és nedvesítési szögük akár kétszer akkora is lehet, mint a tiszta vízcseppekhez tartozó illeszkedési határszög.

IRODALOM

- Bónis, K., 1969: On the kinetics of condensation of atmospheric water vapour on soluble nuclei. *Időjárás*, 73, 65–71.
- Bónis, K., 1971: On the thermodynamics of the crystal formation in small solution droplets. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 80, 1–12.
- Bónis, K., 1972: On the thermodynamics of the freezing of small solution droplets containing insoluble particles. *Gerlands Beitr. Geophysik*, 81, 31–41.
- Cooper, W. A., 1974: A possible mechanism for contact nucleation. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1832–1837.
- Cooper, W. A. and Knight, C. A., 1975: Heterogeneous nucleation by small liquid particles. *J. Aerosol Sci.*, 6, 213–221.
- Dufour, L. and Defay, R., 1963: *Thermodynamics of clouds*, Chapter 10, Temperature of coexistence of a droplet of solution and a crystal of ice in the atmosphere. Academic Press, New York and London.
- Fletcher, N. H., 1958: Size effect in heterogeneous nucleation. *J. Chem. Phys.*, 29, 572–576.
- Fletcher, N. H., 1962: *The physics of Rainclouds*, Chapter 8, Nucleation of the ice-phase. University Press, Cambridge.
- Genadiev, N., 1975: On the mechanism of two different methods of ice phase formation. – in Bulgarian – *Hidrologija i meteorologija*, 24, No. 4. 37–42.
- McDonald, J. E., 1953: Homogeneous nucleation of supercooled water drops. *J. Meteor.*, 10, 416–433.
- Mészáros, E., 1969: On the thermodynamics of the condensation on water soluble and mixed nuclei. *Időjárás*, 73, 1–11.
- Turnbull, D. and Fisher, J. C., 1949: Rate of nucleation in condensed systems. *J. Chem. Phys.*, 17, 71–73.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám 1977. szept. — okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No. 5 September — October 1977 Budapest

A léghőmérséklet és vízgőz együttes kondenzációjának termodinamikai leírása

SCHILLER ISTVÁN, *Központi Léghőfizikai Intézet, Budapest*

Thermodynamical Description of the Bimolecular Condensation of the Atmospheric Sulphuric Acid Vapour and Water Vapour. In this paper an experiment is made aiming the description of the bimolecular condensation of sulphuric acid vapour and water vapour. For a thermodynamic system composing of sulphuric acid vapour, of water vapour and of soluti drop, a connection is given between the degrees of saturation of the vapours and the equilibrium dropradius. Later a formula is deduced for the free energy of the germ formation which can be applied to any state of equilibrium. It is proved that the increase of the free energy of the germ formation — if the relative humidity and the mass of sulphuric acid within the drops are unchanged — is a function of the degree of saturation concerning the sulphuric acid, i.e. the free energy is increasing if the degree of saturation is also increasing. The change of the critical drop size is determined as a function of the relative humidity and of the degrees of saturation concerning the sulphuric acid vapour. It is verified that the greater is the degrees of saturation of sulphuric acid vapour and water vapour the lesser is the critical size of the nuclei. These results show that the connections concerning the energy of germ formation determined for the condensation of a homogeneous system cannot be applied to the condensation of systems composed by two components, further the degree of saturation concerning the vapour of any component cannot be neglected.

*

Термодинамическое описание совместной конденсации сернокислотного пара и водяного пара, содержащихся в атмосфере. Делается попытка дать термодинамическое описание совместной конденсации сернокислотного и водяного пара. Для системы сернокислотный пар — водяной пар — капля определяется зависимость насыщения паром от радиуса капли при равновесии, а затем выводится формула для свободной энергии образования зародышей, применяемая для любых положениях равновесия. Увеличение свободной энергии образования зародышей — при заданной относительной влажности и при постоянстве объема серной кислоты содержащейся в капле — зависит от насыщения серной кислотой, т. е. увеличивается с увеличением насыщения. Проведено исследование изменения критических размеров капли при различных величинах относительной влажности и насыщения серной кислотой. Обнаружено, что чем больше насыщение сернокислотным паром, тем меньше критический размер зародыша. Эти результаты показывают, что для конденсации двухкомпонентной системы не могут применяться соотношения энергии образования зародышей, определенные для однокомпонентной системы и нельзя пренебрегать насыщением ни одной из составляющих.

*

Bevezetés

Sokáig azt gondolták, hogy a léghőben kondenzációra egyedül a vízgőz képes. Ezért a vízgőz kondenzációjának elmélete részletesen kidolgozott, mind termodinamikai, mind kinetikai szempontból. Az atmoszférában azonban van-

nak alacsony gőznyomású anyagok, amelyek szintén kondenzálódhatnak. Ha ezek vízgőzzel együtt kondenzálnak, oldatcsepp keletkezik. Az ezt megelőző nukleációt, a kondenzáció előtt általában lezajló kémiai reakciók miatt, *kémiai nukleációnak* is nevezik.

A két- és többkomponensű rendszerek kondenzációjának termodinamikai leírása még nem kidolgozott. A legtöbb szerző az ilyen rendszereket vagy kinetikai szempontból vizsgálja (pl. *Stauffer et al.* 1973., *Kiang et al.* 1975., *Takahashi et al.* 1975.) vagy pedig az egykomponensű rendszerekre vonatkozó termodinamikát alkalmazzák kinetikai jellegű megfontolásokkal kiegészítve, ezzel mintegy alkalmassá téve az elméletet kétkomponensű rendszerek leírására.

Ilyen esetekben a csíráképződési energiának csupán a kritikus értékével számolnak, vagy egyszerűen az egykomponensű rendszerekre vonatkozó összefüggéseket alkalmazzák (*Doyle* 1961., *Stauffer et al.* 1973.).

Ebben a munkában kísérletet teszünk a kénsavgőz és vízgőz homogén nukleációjának és kondenzációjának termodinamikai leírására, majd megadunk egy csíráképződési szabadenergia kifejezést, amely érvényes a rendszer bármely egyensúlyi állapotára. Megvizsgáltuk továbbá, hogy hogyan befolyásolja a csíráképződési szabadenergia értékét a kénsavgőz telítettségének mértéke.

A kénsavgőz-vízgőz rendszer kondenzációjá

Vízgőz homogén kondenzációjakor a relatív nedvesség és az egyensúlyi cseppszugár között az alábbi, *Thompson* formulának nevezett egyszerű kapcsolatot áll fenn:

$$\ln \frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}} = \frac{2\sigma v_1}{rkT} \quad (1)$$

(l. pl. *Abraham* 1967.) Itt $\frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}}$ a vízgőz telítettségi aránya, amelynek száz-

szorosa a relatív nedvesség, v_1 a víz fajlagos térfogata a cseppben, σ a felületi feszültség, r az egyensúlyi cseppszugár, k a *Boltzmann*-állandó, T az abszolút hőmérséklet.

Ha a cseppben oldott anyag is van, a *Thompson* formulához egy keveredési tag járul. Ilyenkor az

$$\ln \frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}} = \frac{2\sigma v_1}{rkt} + g_1^{(2)} kT \ln x_1^{(2)} \quad (2)$$

egyenlettel kell számolnunk. (ld. pl. *Mészáros* 1969.) Ebben $g_1^{(2)}$ a víz racionális ozmotikus koefficiense, míg $x_1^{(2)}$ a víz móltörtje a cseppben. A (2) egyenlet azonban természetesen nem veszi figyelembe a kondenzálódó kénsavgőz telítettségét, csupán olyan esetekben alkalmazható, mikor valamilyen oldódó magon víz kondenzálódik.

Az (1) egyenlet esetében minden relatív nedvesség értékhez egyetlen egyensúlyi cseppszugár, a kritikus sugár tartozik. A (2) által definiált görbének van maximuma, és minden 100%-nál nagyobb, illetve a maximumhoz tartozó relatív nedvességnél kisebb nedvesség értékhez két cseppszugár adható meg, a maximum előtti a stabilis, a maximum utáni a labilis egyensúlyi cseppszugár. Ahhoz, hogy a csepp – sugarát stabilis sugárról labilis sugárra növelve – kondenzáció által spontán növekedhessék, energiára van szüksége, és ezt a

ΔF csíráképződési szabadenergia fedezi. A görbe maximumánál egyetlen sugár tartozik egyetlen relatív nedvesség értékhez, ez a kritikus sugár.

A fentiek alapján, (2)-höz hasonló összefüggések esetében a csíráképződési szabadenergiát úgy kaphatjuk meg, hogy a rendszer stabilis és labilis egyensúlyi helyzeteihez tartozó szabadenergiák különbségeit képezzük. Ahhoz tehát, hogy $H_2O - H_2SO_4$ rendszer kondenzációjára ezt a szabadenergiát megkapjuk, a (2)-nek megfelelő függvényt kell előállítanunk, amelynek tartalmaznia kell a kénsavgőz telítettségét is. Ehhez szükség van a kénsavgőz, vízgőz-kénsavcsepp termodinamikai rendszer egyensúlyi feltételeire.

Az egyensúlyi feltételek meghatározása

Tárgyalásunk egyszerűségének érdekében feltesszük, hogy a kénsavgőz és a vízgőz kondenzációja egymástól függetlenül zajlik le, s az egyetlen oldatcseppé kondenzálódó két gőz keveredését csak szokásos keveredési tagokkal vesszük figyelembe a kémiai potenciálok felírásakor. Így az oldatcseppből és gőzkörnyezetéből álló rendszer összes szabadenergiája: $F = F^{(1)} + F^{(2)}$, ahol

$$F^{(1)} = -p^{(1)}V^{(1)} + N_1^{(1)}(\mu_1^{(1)} + kT \ln x_1^{(1)}) + N_2^{(1)}(\mu_2^{(1)} + kT \ln x_2^{(1)})$$

a gőzkörnyezet szabadenergiája és

$$F^{(2)} = -p^{(2)}V^{(2)} + N_1^{(2)}(\mu_1^{(2)} + g_1^{(2)}kT \ln x_1^{(2)}) + N_2^{(2)}(\mu_2^{(2)} + kT \ln a_2^{(2)}x_2^{(2)}) + A\sigma$$

az oldatcsepp szabadenergia tagja, ahol p nyomást, μ kémiai potenciált, N az adott fázisban levő összes molekula számát, A a csepp felületét, σ felületi feszültséget, a aktivitási koefficiensét jelöl. A felső indexek a fázisok (1) = gőz; (2) = folyadék, az alsók pedig a komponensek 1 = H_2O ; 2 = H_2SO_4 azonosítására szolgálnak.

Mivel a szabadenergia olyan többváltozós függvény, amelyben a változók egymásnak is függvényei, ezért a szélsőértéket a *Lagrange* módszerrel (l. pl. *A. F. Bertant* 1951) számolhatjuk. Ez a termodinamikai egyensúly alábbi feltételeit adja:

$$\begin{aligned} p^{(2)} &= p^{(1)} + p_2^{(1)} + \frac{2\sigma}{r} && \text{mechanikai egyensúly} \\ \mu_1^{(1)} + kT \ln x_1^{(1)} &= \mu_1^{(2)} + kT g_1^{(2)} \ln x_1^{(2)} \\ \mu_2^{(1)} + kT \ln x_2^{(1)} &= \mu_2^{(2)} + kT \ln a_2^{(2)} x_2^{(2)} && \text{fizikai-kémiai egyensúly} \end{aligned}$$

A relatív nedvesség és az egyensúlyi cseppsugár

Figyelembe véve a

$$\begin{aligned} -V^{(1)}dp^{(1)} + N_1^{(1)}d(\mu_1^{(1)} + kT \ln x_1^{(1)}) + N_2^{(1)}d(\mu_2^{(1)} + kT \ln x_2^{(1)}) &= 0 \\ -V^{(2)}dp^{(2)} + N_1^{(2)}d(\mu_1^{(2)} + g_1^{(2)}kT \ln x_1^{(2)}) + N_2^{(2)}d(\mu_2^{(2)} + kT \ln a_2^{(2)}x_2^{(2)}) &= 0 \end{aligned}$$

Gibbs–Duhem relációkat és az előbbi egyensúlyi feltételeket, integrálással kapjuk, hogy:

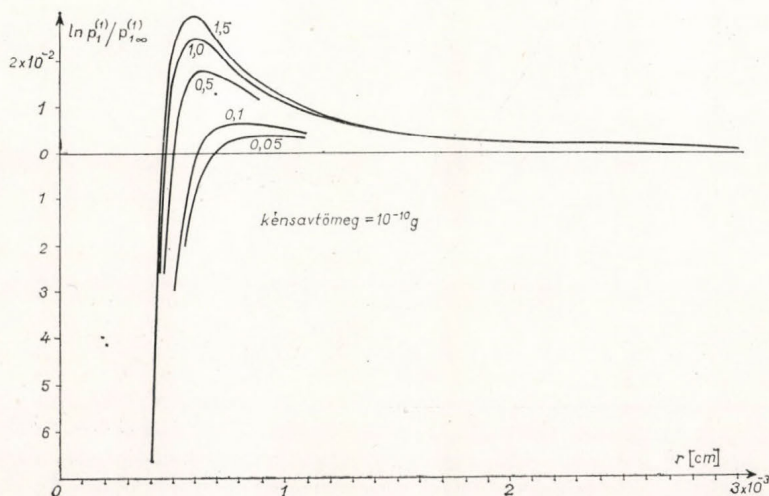
$$\ln \frac{p_1^{(1)}}{p_1^{(1)\infty}} = \frac{2\sigma V_1}{rkT} + g_1^{(2)} \ln x_1^{(2)} \quad (3a)$$

$$\ln \frac{p_2^{(1)}}{p_2^{(1)\infty}} = \frac{2\sigma V_2}{rkT} + \ln a_2^{(2)} x_2^{(2)} \quad (3b)$$

ahol V_1 a víz V_2 a kénsav fajlagos térfogata a cseppben, $p_{1\infty}^{(1)}$ a sík vízfelszínre vonatkozó gőznyomás, $p_{2\infty}^{(1)}$ a sík kénsavfelszínre vonatkozó gőznyomást jelöli,

ezért $\frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}}$ a vízgőz, $\frac{p_2^{(1)}}{p_{2\infty}^{(1)}}$ a kénsavgőz telítettségi aránya. A *Gibbs–Duhem*

relációk egyszerűbb integrálhatósága érdekében az alábbi feltételekkel élünk: – a felületi feszültség változását itt elhanyagoljuk, ez azonban nem jelenti azt, hogy a numerikus számolásokban nem vesszük figyelembe σ -nak a kénsav



1. ábra: $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-10}$ g. A vízgőz telítettség és az egyensúlyi cseppszugár összefüggése különböző kénsavgőz telítettségek mellett. A görbék melletti számok a kénsavgőz telítettségének értékei

oldatbeli móltörtjétől való függését. Mindig az adott móltörthöz tartozó felületi feszültséggel számolunk,

– egyszerre csak az egyik gőzkomponens változását tételezzük fel,
– az éppen változatlanak tekintett gőznyomású komponens oldatbeli kémiai potenciálját is változatlanak vesszük. A (3a) és (3b) egyenletek ugyanarra a cseppre vonatkoznak, ugyanabban az egyensúlyi állapotban, továbbá σ és r a csepp adatai, ezért a felületi feszültség és a sugár nagysága az egyenletekben azonos, így felírhatjuk, hogy:

$$\ln \frac{p_1^{(1)}}{p_{1\infty}^{(1)}} = \frac{v_1}{v_2} \left(\ln \frac{p_2^{(1)}}{p_{2\infty}^{(1)}} - \ln a_2^{(2)} x_2^{(2)} \right) + g_1^{(2)} \ln x_1^{(2)} \quad (4)$$

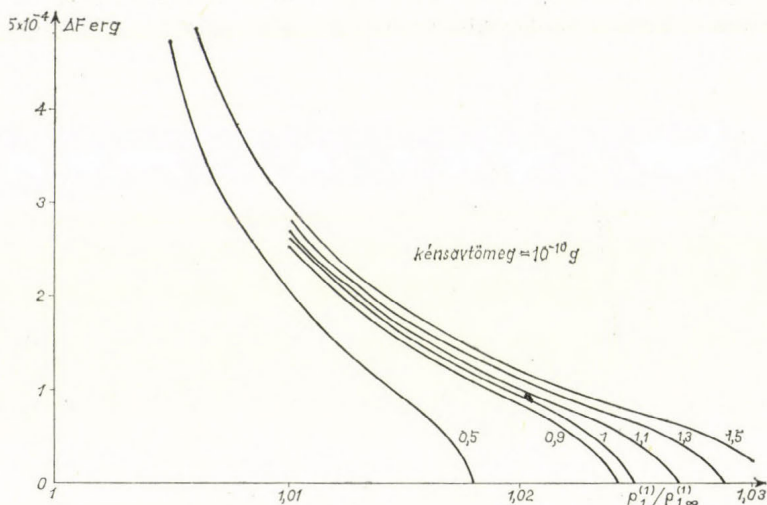
Ezzel egy olyan egyenlethez jutottunk, amely tartalmazza a relatív nedvességet, mint a cseppszugár és a kénsavgőz telítettség függvényét, ugyanis $x_1^{(2)}$, $x_2^{(2)}$, v_1 , v_2 függ r -től.

A csíráképződési szabadenergia

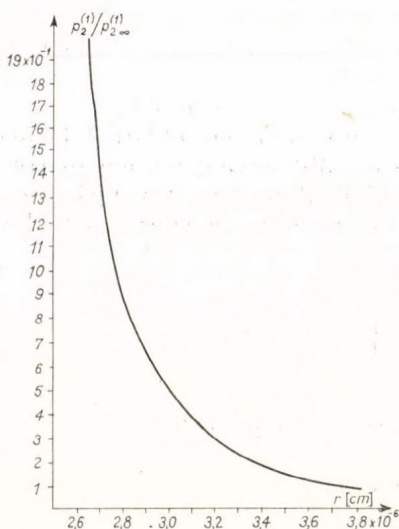
Tekintsük az 1. ábrán látható görbesereget, amelyet a (4) egyenlethez számoltunk 0°C -ra, és $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-10}$ g kénsavtömegre vonatkozik. Hasonló görbeseregeket kaptunk a 10^{-13} , 10^{-15} és 10^{-17} gramm kénsavtömegre végzett számí-

tásaink eredményeül is. A görbékhez írt számok a megfelelő kénsavgőz telítettségeket jelölik. Az ábrából is nyilvánvaló, hogy a kénsavgőz különböző gőztelítettségi értékeihez más és más csíráképződési energia tartozik, amelyet most az alábbi formula ad meg:

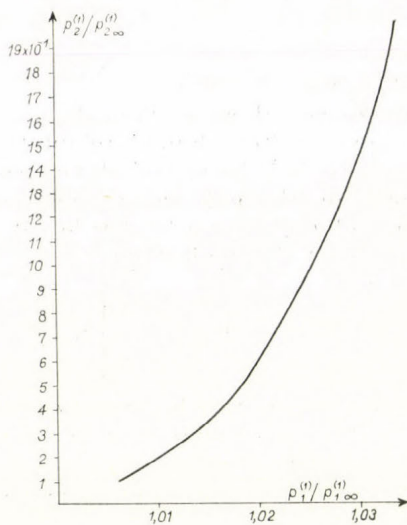
$$\Delta F = \frac{4}{3} \pi (r_B^2 \sigma - r_A^2 \sigma) \quad (5)$$



2. ábra: $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-10}$ g. A csíráképződési szabadenergia a vízgőz telítettségének függvényében különböző kénsavgőz telítettségek mellett. A görbék melletti számok a kénsavgőz telítettségét jelölik



3. ábra: $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-17}$ g. Kritikus cseppsugár a kénsavgőz telítettségének függvényében



4. ábra: $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-17}$ g. A kénsavgőz-telítettség - vízgőz-telítettség összefüggés kritikus egyensúlyi helyzetekre

Ezt az összefüggést (4)-ből, a korábban már említett módon, a csepp stabilis és labilis egyensúlyi helyzetéhez tartozó szabadenergiák különbsége adja. Itt A a stabilis, B a labilis értéket jelöli. A 2. ábra, amely $m_{\text{H}_2\text{SO}_4} = 10^{-10}$ g rögzített kén-savtömegre ábrázolja a csíráképződési szabadenergiát, mint a kénsvégőz telítettség és a relatív nedvesség függvényét, és amelyet a (4) és (5) egyenletek felhasználásával számoltunk, azt mutatja, hogy a csíráképződési szabadenergia növekszik a kénsvégtelítettség növelésével, adott relatív nedvesség és kénsvégtömeg mellett. (Hasonló következtetések vonhatók le a 10^{-13} , 10^{-15} és 10^{-17} gramm kénsvégtömegre adódó eredményekből is).

A 3. ábra a csepp kritikus méretét mutatja a kénsvégtelítettség változásának függvényeként (ezzel természetesen a vízgőz telítettsége is változik) 10^{-17} g kénsvégtömeg esetében. Látható, hogy ez monoton, nem növekvő függvény, ha a $\frac{p_2^{(1)}}{p_2^{(1)\infty}}$ arány növekszik. Ugyancsak 10^{-17} g kénsvégtömegre vonatkozik a

4. ábrán megadott függvény is, amely a kritikus egyensúlyi helyzetekhez tartozó kénsvégőz telítettség és vízgőz telítettség monoton növekvő függvénye. A 3. és a 4. ábra alapján kijelenthetjük, hogy annál kisebb a csíra kritikus mérete, minél nagyobb a kénsvégőz telítettsége, és ehhez egyúttal nagyobb relatív nedvesség is adódik.

Következmény

Binér rendszerek kondenzációjakor a csíráképződési szabadenergiát az (5)-ben adott szabadenergia kifejezéssel lehet kiszámítani, nem pedig az egyes szerzők által használt

$$\Delta F = \frac{4}{3} r^2 \pi \sigma$$

egykomponensű rendszerekre érvényes formulával.

Látható továbbá, hogy mindkét komponens gőzének telítettségével számolni kell, mivel ennek elhanyagolása a csíráképződési potenciálban eltéréseket okoz.

Ennek a munkának ezen eltérések kimutatása volt a célja. Az itt közölt tárgyalás csupán közelítő jellegű, mivel a számolások során jelentős elhanyagolásokkal éltünk.

IRODALOM

- Abraham, F. F., 1967: A reexamination of homogeneous nucleation theory: thermodynamic aspects. *J. Atmos. Sci.* 25 47–53
- Bermant, A. F., 1951: Matematikai analízis, Tankönyvkiadó Budapest
- Doyle, G. J. 1961: Self-nucleation in the sulfuric acid – water system. *J. Chem. Phys.* 35 795–799.
- Kiang, C. S. – Cadle, R. D. – Hamill, P. – Mohnen, V. A. – Yue, C. K., 1975: Ternary nucleation applied to gas to particle conversion. *J. Aerosol Sci.* 6 465–474
- Mészáros E. 1969: On the thermodynamics of the condensation on water soluble and mixed nuclei. *Időjárás* 73 1–11
- Stauffer, D. – Mohnen, V. A. – Kiang, C. S., 1973: Heteromolecular condensation theory applied to particle growth. *J. Aerosol Sci.* 4 461–471
- Takahashi, K. – Kasahara, M. – Itoh, M., 1975: A kinetic model of sulfuric acid aerosol formation from photochemical oxidation of sulfur dioxide vapor. *J. Aerosol Sci.* 6 45–55

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf, 5. szám 1977. szept.—okt.
Journal of the Meteorological Service Vol. 81 No. 5 September—October 1977 Budapest

A légköri kén-dioxid szulfáttá alakulásának mechanizmusa és kinetikája

HORVÁTH LÁSZLÓ, *Központi Légekfizikai Intézet, Budapest*

The Mechanism and the Kinetics of the Transformation of the Atmospheric Sulphur Dioxide into Sulphate. The sulphur dioxide emitted into the atmosphere from natural and artificial sources transforms to sulphate which forms aerosols due to condensation. The slowest step, therefore this one which determines the rate, is the oxidation of the sulphur dioxide. This can take place by mechanism of several types. These can be divided into two groups: 1) homogeneous process taking place either in gas or in fluid phase. In the first case mostly the molecules and free radicals are in reaction with one another, by the latter mostly the ions do that. 2) heterogeneous transformation which occurs on the surface of the aerosol, particles. More papers dealt with the investigation of the former mechanism, some of them are reviewed in this paper including some atmospheric investigations carried out in Hungary.

✱

Механизм и кинетика превращения двуокиси серы в атмосфере в сульфат. Двуокись серы, поступающая в атмосферу из естественных и искусственных источников, превращается в сульфат, который, в результате конденсации, приводит к образованию аэрозолей. Наиболее медленным этапом этого процесса, определяющим скорость, является окисление двуокиси серы, происходящее в атмосфере по различным механизмам. Механизмы окисления подразделяются на две группы: 1) на однородные процессы газовой фазы и жидкой фазы; при первых во взаимодействие вступают между собой молекулы и свободные радикалы, а при последних — скорее ионы; 2) на неоднородные преобразования, происходящие на поверхности аэрозольных частиц. Вышеуказанные механизмы рассматривались в ряде работ, некоторые из которых обсуждаются в настоящей статье, причем автор останавливается на атмосферных исследованиях, имеющих отношение к Венгрии.

✱

A légköri kén-dioxid a legfontosabb nyomelemek közé tartozik, elsősorban azért, mert szulfáttá alakulva, globális léptékben, jelentős szerepe van az aeroszol képződésben. A légköri aeroszol vízben oldódó része ugyanis főleg szulfátból és kénsavból áll.

Az emberi tevékenységből eredő kén-dioxid kibocsátás az utóbbi évtizedekben körülbelül kétszeresére emelkedett, így elképzelhető, hogy a természetes forrásokat a mesterségesek előbb-utóbb felülmúlják. Közvetlenül nem szennyezett levegőben is megfigyelhető a kénvegyületek koncentrációjának növekedése, az ember által okozott szennyeződés globális mértékben is érezheti hatását.

A troposzférából a kénvegyületek főleg ülepedéssel és csapadék által történő kimosódással távoznak. A troposzférikus tartózkodási idejük néhány nap.

A légköri kén-dioxid különböző folyamatokon keresztül szulfáttá alakul, amely kondenzációval aeroszolt képez. Az aeroszol-részecskék, mint kondenzációs magvak, hatással vannak a felhő- és ködképződésre, befolyásolják továbbá a légkör optikai tulajdonságait, illetve a sugárzási mérleget. A növekvő kén-dioxid emisszió ezért éghajlatmódosító hatású lehet. Az átalakulás mechanizmusának és kinetikájának ismerete tehát nemcsak elméleti, hanem gyakorlati szempontból is fontos.

Mivel a kén nagyrészt SO_2 formájában kerül a légkörbe, és SO_4^{2-} alakban távozik onnan, a kén-dioxid szulfáttá alakulása a levegőben megy végbe.

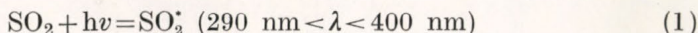
Az oxidáció lejátszódhat gáz fázisban, aeroszol cseppek belsejében (tehát folyadék fázisban), valamint heterogén úton, szilárd aeroszol-részecskék felületén. Folyadék fázisban az oxidációt megelőzi az SO_2 kémiai oldódása, aminek során szulfit, illetve hidrogén-szulfit ionná alakul. Gáz fázisban tehát az $\text{SO}_2 \rightarrow \text{SO}_3$, folyadék fázisban pedig az SO_3^{2-} , $\text{HSO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ átalakulás játszódik le. Mindkét reakciótípusnál közös az, hogy a IV. oxidációs számú kén VI. oxidációs számúvá alakul. Ez a folyamat a leglassúbb a kén-dioxid átalakulás bonyolult mechanizmusában, tehát ez a sebességmeghatározó.

Az SO_2 reakciópartnere valamely légköri oxidáns, amely mechanizmusonként különbözik. Az átalakulás első lépése fotokémiai reakció is lehet, amelyet termikus lépések követnek. Az átalakulás elemi lépésekből áll, amelyek fizikaiak és kémiaiak lehetnek, utóbbiakon belül fotokémiaiak és termikusak.

A légköri kén-dioxid átalakulás módja és sebessége fentiek miatt igen változatos, és jelentős mértékben függ a levegőben levő nyomanyagok koncentrációjától, (pl. víz, kén-dioxid, ózon, nitrogén-oxidok, szén-dioxid, karbonát, hidrogén-karbonát, ammónia, hidrogén-ion, különböző fémionok, különféle szénhidrogének), a hőmérséklettől, a globálsugárzás mértékétől, az aeroszol-részecskék számától. Ezek a tényezők szabják meg az átalakulás feltételeit, és mivel az előbb felsorolt paraméterek állandóan változnak, az átalakulás sebessége és mechanizmusa is változik.

A kutatókat már több évtizede foglalkoztatja a kén-dioxid szulfáttá alakulásának vizsgálata. A következőkben néhány alapvetően fontos tanulmányról lesz szó.

Gerhard és Johnstone (1955) légköri megfigyelései és laboratóriumi mérései szerint a reakciósebesség nem függ a relatív nedvességtől, az aeroszol-részecskék számától, az ózon és a nitrogén-dioxid koncentrációjától. Az említett szerzők fotokémiai módon kezelt oxidációt tételeztek fel, amelynek sebességét jóval nagyobbak találták a nem katalizált folyadék fázisú reakciók sebességénél. Szerintük a mechanizmus a következő:



A keletkezett kén-trioxid ezután vízzel kénsavvá kondenzálódik.

Az a tény tehát, hogy az ózon és nitrogén-dioxid koncentráció, továbbá a relatív nedvesség és az aeroszolrészecskék száma nem korrelál a szulfát koncentrációval, a fenti mechanizmussal magyarázható. A sebesség-meghatározó folyamat ugyanis az (1) reakció, azaz a kén-dioxid fénykvantum-abszorpciója, amely egyik említett mennyiségtől sem függ.

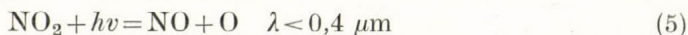
A reakciósebesség ez esetben a következő:

$$v = \frac{d[\text{SO}_2]}{dt} = k_a \cdot \Phi \cdot [\text{SO}_2] \quad (4)$$

ahol k_a : abszorpciós állandó,

Φ : kvantumhasznosítási tényező.

Homogén gázreakció nitrogén-dioxid hatására is végbemehet. A nitrogén-dioxid ugyanis fényelnyelés hatására elbomlik:



A keletkezett atomos oxigén egyrészt ózont termel:

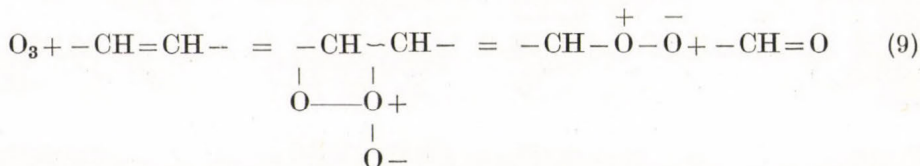
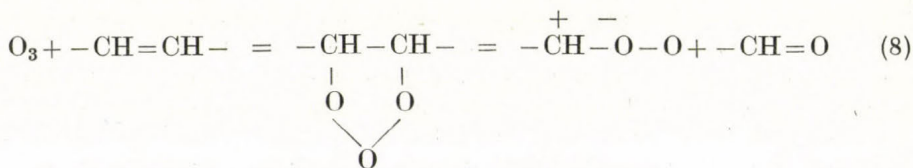


s ez a folyamat az atomos és molekuláris oxigén paramágnesessége miatt nulla aktiválási energiájú, másrészt a kén-dioxidot közvetlenül oxidálja (*Cadle és Powers 1966*):

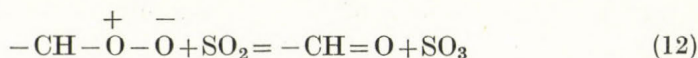
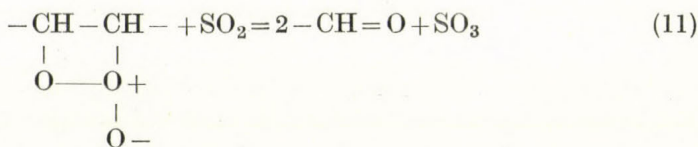
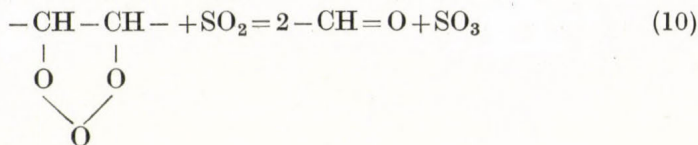


Itt M valamilyen semleges molekula, mely meggátolja a kén-trioxid visszaalakulását azáltal, hogy a reakció során felszabaduló energiát elviszi. Utóbbi lépés szintén közel nulla aktiválási energiájú.

Cox és Penkett (1972) vizsgálatai szerint az ózon a légköri olefinekkel (kettős kötést tartalmazó szénhidrogénekkal) erős oxidáló hatású átmeneti terméket képez:



A kén-dioxid oxidációja a következőképpen történik:



Utóbbi három folyamat párhuzamosan megy végbe. A reakciósebességet a következő összefüggés adja meg:

$$v = \frac{d[\text{SO}_2]}{dt} = k \cdot [\text{SO}_2] \cdot [\text{I}] \quad (13)$$

ahol: [I] az átmeneti termék (oxidáns) koncentrációja:

$$[\text{I}] = \frac{\alpha \cdot [\text{olefin}] \cdot [\text{O}_3] \cdot k'}{[\text{SO}_2] + k''} \quad (14)$$

α megadja az átmeneti termék képzésében részt vevő ózon mennyiségének arányát az összeshez képest, k' és k'' pedig sebességi állandók.

I tulajdonképpen a (10), (11), (12) egyenletekben szereplő oxidánsok koncentrációja, melyeket vidéki levegőben is kimutattak. Ezek az anyagok a mikroorganizmusokat elpusztítják, szennyezett levegőben a növényzetet is károsítják.

Atkins et al. (1972) légköri megfigyelései szerint igen jó, +0,71-es lineáris korreláció volt a kénsav és az ózon koncentrációja között. Föltételezéseik szerint a troposzférában keletkező, vagy a sztratoszférából lejutó ózon oxidálja a kén-dioxidot.

Ólom-koncentrációt is mértek, amely arányos a kipufogógázokkal a légkörbe került olefinek mennyiségével. Az üzemanyagok ugyanis jelentős mennyiségű ólmot tartalmaznak. Az ólom és a szulfát koncentrációja között szintén jó korreláció volt, aminek az az egyik lehetséges magyarázata, hogy az olefinek növelik a kén-dioxid oxidáció-sebességét.

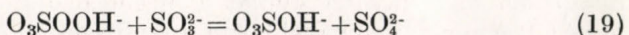
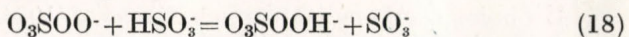
Bár a tapasztalat szerint a légköri homogén gázreakciók sebességi állandói nagyobbak, mint a folyadék fázisú folyamatoké, a sebesség mégis összemérhető, mert a cseppek belsejében feldúsulhatnak a reagáló anyagok, a koncentráció növekedése pedig természetesen az oxidáció sebességének növekedésével jár.

Oldatcseppekben mások a mechanizmusok, mint gáz fázisban, ilyen körülmények között u. i. a molekuláris és gyök reakciók szerepét az ionreakciók veszik át.

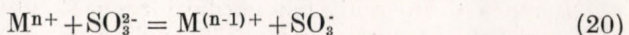
A molekuláris oxigén vizes közegben *Bäckström* (1927) szerint az alábbi mechanizmussal oxidál (ld. *Erdey-Grúz és Schay* 1964):



Az elemi lépések a következők:



Fém sók jelenlétében az SO_3^- gyökion termelését a fémion is elvégezheti, nincs szükség fényelnyelésre. Ezért az alábbi folyamat sötétben is lejátszódik:



ahol M^{n+} valamilyen változó vegyértékű fémion, például Fe^{3+} . A molekuláris oxigén visszaoxidálja a fémionokat, ezért ezek katalizátorként viselkednek. A légkörben gyakran előfordulnak olyan fémionkoncentrációk, melyek lehetővé teszik a (20) folyamat lejátszódását.

Junge és Ryan (1958) 20 ppm. kén-dioxid tartalmú levegőt buborékolttatott át különböző fémionokat tartalmazó oldatokon. Az oxidációsebességet legjobban a mangán sói gyorsították meg, de a réz és a vas sói is hatással voltak rá. A folyamat pH = 2-nél megállt, ugyanis erősen savas oldatban visszaszorul a kénessav disszociációja, az ily módon keletkezett kénessav molekulát viszont ilyen körülmények között nem lehet oxidálni. Ammónia hozzáadására újra megindult az oxidáció.

Scott és Hobbs (1967) elméleti számítást végzett a molekuláris oxigén általi oxidáció mechanizmusával kapcsolatban. A víz-, illetve oldatcseppekben abszorbeált SO₂ kénessavvá (H₂SO₃) alakul. Ha a pH nagyobb mint 7, tehát lúgos oldatban, a kénessav teljes mértékben disszociált állapotban van, azaz SO₃²⁻-ionná változott. pH = 2 és 7 között a HSO₃⁻ ionok stabilak. A molekuláris oxigén csupán az SO₃²⁻ ionokat képes oxidálni, katalizátorok nélkül viszonylag lassú folyamatban. A keletkező kénsav miatt a pH hamarosan 7 alá csökken és az oxidáció megáll. Ez negatív autokatalitikus hatás. A légköri ammónia ezt megszünteti, ugyanis a cseppben abszorbeálódva hidrolizál, és az ezáltal felszabadult OH⁻ ionok a pH-t ismét a megfelelő értékre állítják be, azaz a molekuláris oxigén oxidációja megindul.

Penkett és Garland (1973) laboratóriumi körülmények között vizsgálták az ózon hatását a kén-dioxid folyadék fázisú oxidációjára. Az ózon a pH = 2 és 7 között jelenlevő hidrogén-szulfid ionokat is oxidálja, ellentétben a molekuláris oxigénnel.

Tapasztalataik szerint a kénsavképződés sebessége jelentősen megnő ózon hatására. A relatív nedvesség csökkenésével csökken az oxidációsebesség is, tehát valószínű, hogy a folyamat a légkörben levő cseppek belsejében játszódik le. A kísérletet sötétkamrában végezték, ami kizárja a fotokémiai reakciók lehetőségét is. Az átalakulás ózon hiányában gyakorlatilag megállt, mikor a pH elérte a 7-es értéket. Ózont juttatva a rendszerbe, a sebesség hirtelen megnőtt.

Az ózon és az oxigén általi oxidációsebességek az alábbi összefüggésekkel írhatók le:

$$v_{O_3} = k[\text{HSO}_3^-] \cdot [\text{O}_3] \quad (21)$$

$$v_{O_2} = (k' + k'' \cdot \sqrt{[\text{H}^+]}) \cdot [\text{SO}_3^{2-}] \quad (22)$$

pH = 5-nél, ami légköri feltételek között reális érték, a két mechanizmus egymáshoz viszonyított sebessége:

$$\frac{v_{O_3}}{v_{O_2}} > 80 \quad (23)$$

Utóbbiak összhangban vannak *Mészáros* (1974a) hipotézisével, aki a csapadékvízben levő tavaszi szulfát koncentráció maximumot a tavaszi ózonkoncentráció maximumával hozta összefüggésbe. Az ózon késő téli sztratoszférikus maximuma némi időeltolódással a troposzférában is érezheti hatását.

Az oxidáció olyan aeroszol rendszerek határfelületén is végbemehet, amelyben a diszpergált fázis szilárd részecskékből áll. Ezek a légkörben az oldatcseppek párolgása útján jöhetnek létre. Ilyen körülmények között az oxidáció a részecskék felületén játszódik le, az adszorbeálódott reagáló anyagok között.

Urone et al. (1968) kísérletét 20 ppm. kén-dioxid tartalmú levegővel végezte, amely finoman diszpergált fém-oxidokat, valamint nátrium-kloridot és

kalcium-karbonátot tartalmazott. A vas-oxid-hidrát, az alumínát, és a kalcium-oxid jelentős sebességnövekedést okozott. A nátrium-klorid, a kalcium-karbonát valamint a króm és vanádium oxidok, amelyek magas hőmérsékleten jó katalizátorok, nem befolyásolták a sebességet. Ezeknél a vizsgálatoknál a szilárd katalizátorok mennyisége körülbelül két nagyságrenddel nagyobb volt a kén-dioxidénál. Ez a légkörben inkább fordítva igaz.

A tisztán légköri megfigyeléseken alapuló vizsgálatok eredményei igen eltérők, a lehetséges mechanizmusok nagy száma és a levegő nyomanyag koncentrációinak változatossága miatt. Azonban a légköri átalakulás módja laboratóriumi körülmények között nem vizsgálható, ezért szükség van a légköri vizsgálatokra is. Befejezésül röviden néhány ilyen jellegű, hazai tanulmányt ismertetünk.

Mészáros (1973) nyári időszakban végzett légköri mérései alapján jó lineáris korrelációkat kapott a szulfát/kén-dioxid mólarány logaritmusára és a hőmérséklet, illetve a globálsugárzás rövid hullámhosszú része között, ami valószínűvé teszi, hogy nyáron a fotokémiai folyamat konkurrens a termikus-sal.

Télen viszont (Mészáros 1974b) ez a mólarány inkább a relatív nedvességgel, az osszaeroszol koncentrációval és a nagy részecskék számával függ össze, amelyek a téli folyadék fázisú (aeroszol cseppekben lejátszódó) termikus folyamatokat támasztják alá.

Mészáros *et al.* (1976) nyári időszakban végzett vizsgálatok alapján megállapították a kén-dioxid szulfáttá alakulásának aktiválási energiáját és a felezési idejét, valamint a sebességi állandó hőmérséklet-függését, két különböző feldolgozásmód szerint, az Arrhenius-törvény alapján. A sebességi állandó hőmérséklet-függésére a két megközelítésnél az alábbi összefüggéseket kapták:

$$k = 0,854 \cdot 10^{13} \cdot \exp(-11,634 \cdot 10^3/T), \quad (24)$$

$$k = 43,64 \cdot \exp(-4,350 \cdot 10^3/T). \quad (25)$$

Itt k az elsőrendű folyamat sebességi állandója, míg T az abszolút hőmérséklet.

Egy újabb, nagyobb számú megfigyelésen alapuló feldolgozás szerint (Horváth és Mészáros, nem publ.) az abszolút reakciósebességi elméletet alkalmazva, a sebességi állandó hőmérséklet-függése nyári és egész évben végzett mérések alapján rendre a következő:

$$k = 3,63 \cdot 10^2 T \cdot \exp(-6,19 \cdot 10^3/T), \quad (26)$$

$$k = 0,450 \cdot T \cdot \exp(-4,18 \cdot 10^3/T). \quad (27)$$

(26) összefüggés a nyári, (27) pedig az egész évi megfigyelés alapján számított sebességi állandót adja meg. Az abszolút reakciósebességi elmélet lehetőségét adott az aktiválási szabadentalpia kiszámítására. Ez 22,9 kcal/mól-nak adódott, függetlenül a körülményektől.

A vizsgálatok összefoglalása, a fontosabb körülmények és a sebességi állandó feltüntetésével az *I. táblázatban* láthatók. Ebben mind a laboratóriumi mérések, mind a légköri megfigyelések megtalálhatók. Megfigyelhető, hogy a sebességi állandó négy-öt nagyságrenden belül változik, a körülményektől függően. A légköri megfigyelésekből származó sebességi állandók ehhez képest még jó egyezést mutatnak, a többségük 0,1 és 1%/perc értékek között van.

A légköri kén-dioxid átalakulása tehát igen bonyolult folyamat, amely jelentős mértékben függ a meteorológiai paramétereiktől, és a nyomanyagok

I. TÁBLÁZAT

Kutatók	A vizsgált folyamat jellege, körülményei	Sebességi állandó %/perc
Hall (1953)	fotokémiai folyamat, 0% rh. 56–230 torr SO ₂ , 5–200 torr O ₂ , laboratóriumi mérés	8 × 10 ⁻⁴
Gerhard, Johnstone (1955)	fotokémiai folyamat, 32–91% rh., 5–30 ppm. SO ₂ , laboratóriumi mérés	0,011
Renzetti, Doyle (1960)	fotokémiai folyamat, 50% rh. 0,2–0,6 ppm. SO ₂ , laboratóriumi mérés	0,45
Ripperton <i>et al.</i> (1962)	fotokémiai folyamat, olefinek hatása, 1 ppm. SO ₂ , 4,46 ppm. 1-hexén, 1 ppm. NO ₂ , 44% rh., laboratóriumi mérés	0,25
Cox, Penkett (1970)	fotokémiai folyamat, laboratóriumi mérés, természetes levegővel	0,026 – 0,476
Sidebottom <i>et al.</i> (1972)	fotokémiai folyamat, elméleti számítás	max. 0,032
Penkett (1972)	folyadék fázisú oxidáció ózon által, vízcseppekben, pH = 5, 10 ⁻⁵ M HSO ₃ ⁻ , laboratóriumi mérés	0,21
Penkett, Garland (1973)	folyadék fázisú oxidáció ózon által oldatcseppekben	0,002 – 2
Cox, Penkett (1972)	gáz fázisú oxidáció ózon és olefinek hatására, laboratóriumi mérés	0,3 – 25
van den Heuval, Mason (1963)	ammónia hatásának vizsgálata vízcseppekben, 100% rh. 0,1 mg/m ³ SO ₂ , 0,01 mg/m ³ NH ₃ , laboratóriumi mérés	2,5
Junge, Ryan (1958)	fémion katalízis vizsgálata oldatban, laboratóriumi mérés	1,8 × 10 ⁻⁴
Johnstone, Coughanowr (1958)	fémion katalízis oldatcseppekben mangán(II)-ionok hatása, laboratóriumi mérés	1
Urone, <i>et al.</i> (1968)	fotokémiai folyamat, nitrogén-dioxid hatása, 15–21 ppm. SO ₂ , 15–410 ppm. NO ₂ , 50% rh., laboratóriumi mérés	0,2 – 2,0
	heterogén oxidáció sók és fémoxidok felületén, laboratóriumi mérés	0 – 75
Matteson (1967)	heterogén oxidáció mangán (II)-szulfát felületén, laboratóriumi mérés	0,56
Johnstone, Moll (1960)	fémion katalízis oldatcseppekben, 95–96% rh., 250 ppm. SO ₂ , Mn ²⁺ só Fe ²⁺ só	2,1 0,48

I. TÁBLÁZAT (Folytatás)

Kutatók	A vizsgált folyamat jellege, körülményei	Sebességi állandó %/perc
Katz (1950)	léggöri megfigyelés	0,035
Shirai, <i>et al.</i> (1962)	léggöri megfigyelés	11,7
Gartrell <i>et al.</i> (1963)	léggöri megfigyelés	0,1–0,5
Benarie <i>et al.</i> (1973)	léggöri megfigyelés	0,1–0,42
Olsson (1974)	léggöri megfigyelés	0,17
Mészáros, <i>et al.</i> (1976)	léggöri megfigyelés	0,12–0,59
Horváth, Mészáros (1977)	léggöri megfigyelés	0,64 (25 °C-on)

koncentrációjától. A rendelkezésünkre álló laboratóriumi eredmények csak korlátozott mértékben használhatók fel a léggöri átalakulás vizsgálatához, ez a terület még további kutatásokat igényel.

IRODALOM

- Atkins, D. H. F., Cox, R. A. and Eggleton, A. E. J. (1972): Photochemical ozone and sulphuric acid aerosol formation in the atmosphere over Southern England. *Nature*, 235, 372.
- Cadle, R. D. and Powers, J. W. (1966): Some aspects of atmospheric chemical reactions of atomic oxygen. *Tellus*, 18, 176.
- Cox, R. A. and Penkett, S. A. (1970): The photooxidation of SO₂ in sunlight. *Atmospheric Environment* 4, 425.
- Cox, R. A. and Penkett, S. A. (1972): Aerosol formation from SO₂ in the presence of ozone and olefinic hydrocarbons. *J. of the Chem. Soc., Faraday Trans. I*, 68, 1735.
- Erdey-Grúz T. és Schay G. (1964): Elméleti fizikai kémia. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Georgii, H. W., Jost, D. and Mészáros E. (1974): On the chemistry and budget sulfur compounds in the atmosphere. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 18, 79.
- Gerhard, E. R. and Johnstone, H. F. (1955): Photochemical oxidation of SO₂ in air. *Indust. and Eng. Chem.* 47, 972.
- Junge, C. E. and Ryan, T. G. (1958): Study of the SO₂ oxidation in solution and its role in atmospheric chemistry. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 84, 46.
- Mészáros E. (1973): Evidence of the role of indirect photochemical processes in the formation of atmospheric sulphate particulate. *Aerosol Science* 4, 429.
- Mészáros E. (1974a): On the spring maximum of the concentration of trace constituents in atmospheric precipitation. *Tellus* 3, 402.
- Mészáros E. (1974b): On the formation of atmospheric sulphate particulate in the winter months. *Aerosol Science* 5, 483.
- Mészáros E., Lodge, J. P. and Moore, D. J. (1976): Szulfur dioxide – sulfate relationships in Budapest. *Atmospheric Environment*, publikálás alatt.
- Penkett, S. A. and Garland, J. A. (1974): Oxidation of sulphur dioxide in artificial fogs by ozone, *Tellus* 26, 284.
- Scott, W. D. and Hobbs, P. V. (1967): The formation of sulfate in water droplets. *Atmos. Sci.* 24, 54.
- Urone, P. and Schroeder, W. H. (1969): SO₂ in the atmosphere: a wealth of monitoring data, but few reaction rate studies. *Envir. Sci. and Technology*, 3, 436.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám 1977. szept.—okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No. 5 September—October 1977 Budapest

A légkör sugárzásegyenlegének meghatározása műholdas mérésekből

MAJOR GYÖRGY, *Központi Léggörfizikai Intézet, Budapest*

The Determination of the Radiation Balance in the Atmosphere by Using the Measurements of Meteorological Satellites. Starting from the radiation data of the measurements carried out on the surface and by satellites over Europe and the adjacent region of the Atlantic Ocean an empirical formula is deduced for the determination of the long-wave radiation balance of the atmosphere. Together with the previously published formula for the short-wave radiation balance of the atmosphere it makes possible to calculate the total atmospheric radiation balance using only the measurements of meteorological satellites.

*

Определение радиационного баланса атмосферы по спутниковым данным. Исходя из наземных и спутниковых данных о радиации, полученных для Европы и для территории Атлантического океана, автор выводит эмпирическую формулу для определения длинноволнового радиационного баланса атмосферы. Вместе с ранее полученной формулой, описывающей кратковолновой радиационный баланс, это позволяет вычислить общий радиационный баланс атмосферы опираясь только на спутниковые измерения.

*

Bevezetés

A műholdakról származó adatokon alapuló sugárzásháztartás vizsgálataink megkezdésekor az volt a cél, hogy olyan módszert vezessünk le, amelynek segítségével csak műholdas adatokra támaszkodva meghatározhatjuk külön a felszín és külön a légkör sugárzási egyenlegét. Erre azért van szükség, mert a műholdas adatok a felszín-légkör rendszer egészére vonatkoznak és közvetlenül nem alkalmazhatók, ha a rendszer elemeit külön-külön kívánjuk vizsgálni (*Major 1973*).

A légköri sugárzásforgalom rövidhullámú összetevőjének meghatározására, azaz a légkörben elnyelődő napsugárzás mennyiségének kiszámítására, empirikus összefüggést találtunk (*Major 1976*), amelyet a felszínen és a Nimbus-3 műholdon mért napsugárzási adatokból vezettünk le. A hullámhossz szerint integrált teljes légköri sugárzási egyenleg kiszámítására hasonló módon vezettünk le empirikus összefüggést, ez azonban nem mutatkozott kielégítő pontosságúnak (korrelációs hányados: 0,77). A légköri sugárzási egyenleg meghatározására más módon sem találtunk elég pontos eljárást, ezért olyan módszert kerestünk, amely lehetővé teszi a légkör hosszúhullámú egyenlegének megállapítását csak műholdas adatokból. Ezen vizsgálatok eredményei szerepelnek ebben a dolgozatban.

A felhasznált adatok

Mivel a felszínen sugárzási egyenleget sokkal kevesebb helyen mérnek, mint globálsugárzást (ugyanis a publikált felszíni adatok nem tartalmazzák az egyenleg hosszúhullámú részét külön, csak a teljes egyenleget, tehát ezen felszíni adatokból kell kiindulnunk a légkör hosszúhullámú egyenlegének számításakor is), ezért a számítási mintát szolgáltató állomások megválasztására nem volt lehetőségünk. Minden adatot felhasználtunk, amely rendelkezésünkre állt, az esetek száma nem tette lehetővé, hogy a területre jellemző részmintát választhassunk ki. A sugárzási egyenleg Nimbus-3 által mért összetevőinek adatai (Raschke et al. 1973) Európáról és az Atlanti-óceán nagy részéről származnak 1969. április 15–30, június 16–30, október 3–17 és 1970. január 21–29 időszakokról. Mindössze 14 felszíni állomásról publikáltak felszíni sugárzási egyenleg adatokat erről a területről a megjelölt időben (I. táblázat).

I. TÁBLÁZAT

A minta felszíni állomásai

Állomás	φ	λ	Állomás	φ	λ
Goose	53 N	60 W	Kiev	50 N	30 E
Sodenkylä	67 N	27 E	Potsdam	52 N	13 E
Jokioinen	61 N	24 E	Hradec Králové	50 N	16 E
Leningrád	60 N	30 E	Obersiebenbrunn	48 N	16 E
Moszkva	56 N	38 E	Budapest	47 N	19 E
Taatsrup	56 N	12 E	Ogyessza	46 N	31 E
Hamburg	54 N	10 E	Belgrád	45 N	21 E

Nyugat-Európáról és az óceáni szigetekről egyáltalán nincs adat, parti állomásról is igen kevés. Összesen 113 eset anyagát tudtuk felhasználni a számításokhoz. Az egyes eseteket a következő 11 adat alkotja:

- a légkör felső határára érkező napsugárzás napi átlaga,
- a felszín-légkör rendszerben elnyelt napsugárzás napi átlaga,
- a felszín-légkör rendszer napi albedója,
- a rendszer nappali hosszúhullámú kisugárzása,
- a rendszer éjszakai hosszúhullámú kisugárzása,
- a rendszer hosszúhullámú kisugárzásának napi átlaga,
- a rendszer sugárzási egyenlegének napi átlaga,
- a felszíni globálsugárzás napi átlaga,
- a felszíni sugárzási egyenleg napi átlaga,
- a függőleges légoszlop vízgőztartalma,
- a Nap helyzetét jellemző átlagos napi relatív optikai légtömeg.

A légköri sugárzási egyenleg összetevőinek számítása

A légkör sugárzási egyenlege a felső és alsó határán mért sugárzási egyenlegek különbsége:

$$E_L = E - E_F$$

itt E a műholddal mért, E_F pedig a felszínen mért sugárzási egyenleg.

A légkör sugárzási egyenlegének rövidhullámú összetevőjét, azaz az elnyelt napsugárzást a következő empirikus formulával számítjuk (Major 1976):

$$E_{Lr} = [37 - 0,5 R + aR^b \exp(cR)] [I_0/100]$$

ahol

$$a = 0,2080 \text{ m}^2 - 1,4865 \text{ m} + 3,6914$$

$$b = -0,072 \text{ m}^2 + 0,6181 \text{ m} - 0,1110$$

$$c = 0,0003 \text{ m}^2 - 0,0011 \text{ m} - 0,0374$$

R a felszín-légkör rendszer albedója, I_0 a légkör felső határára érkező napsugárzási energia, m a relatív optikai légtömeg.

A légköri sugárzási egyenleg hosszuhullámú összetevője a teljes egyenleg és a rövidhullámú egyenleg különbségéként adódik:

$$E_{Lh} = E_L - E_{Lr}$$

Tehát a légkör hosszuhullámú sugárzási egyenlege nem számítható közvetlenül a mért adatokból az energiamegmaradás alapján, hanem az empirikus formulával meghatározott E_r révén közvetett eljárásra kényszerülünk.

Kapcsolat a légkör hosszuhullámú sugárzásegyenlege és más paraméterek között

Sabatini és Suomi (1962) sugárzási rádiószondás mérésekből egy empirikus formulát vezetett le a teljes légoszlop infravörös sugárzás okozta lehülése (azaz a légoszlop hosszuhullámú sugárzási egyenlege) és a légkör felső határán

II. TÁBLÁZAT

Különböző földrajzi övezetekhez és évszakokhoz tartozó korrelációs együtthatók

Az egyes szélességi öveknel a legfelső sorban az esetek számát találjuk, a másodikban a felszín-légkör rendszer hosszuhullámú kisugárzása és a légkör hosszuhullámú sugárzási egyenlege közötti korrelációs együtthatót, a harmadikban a légkör hosszú- és rövidhullámú sugárzási egyenlegének hányadosa és a rendszer hosszú- és rövidhullámú egyenlegének hányadosa közötti korrelációs együtthatót, a negyedik sorban a légkör hosszuhullámú egyenlegének és a rendszer albedója közötti korrelációs együtthatót tüntettük fel.

Szélességi öv	Tavasz	Nyár	Ősz	Tél	Év	
					esetek szerint súlyozva	évszakok szerint súlyozva
60–67	11	13	4	4	32	
	-0,0483	-0,2909	-0,9432	-0,0745	-0,2959	-0,3288
	-0,9327	-0,4997	-0,5089	-0,9704	-0,9748	-0,9738
	-0,0192	-0,2752	-0,8986	-0,5215	-0,4710	-0,5370
50–60	13	23	11	4	51	
	0,2423	-0,4825	-0,7341	-0,9949	-0,4185	-0,3819
	-0,9808	-0,9419	-0,9749	-0,9567	-0,7760	-0,8737
	-0,5530	-0,2865	-0,2281	-0,0167	-0,4009	-0,5173
45–50	8	15	5	2	30	
	0,4232	0,1816	0,8382	-1,0000	0,0086	-0,0890
	-0,9327	-0,8586	0,0633	-1,0000	-0,8144	-0,9221
	-0,7381	0,4541	-0,7332	-1,0000	0,2071	-0,0648
Az egész területre	32	51	20	10	113	
	0,2606	-0,1033	-0,3949	-0,5799	-0,1919	-0,2129
	-0,8218	-0,9219	-0,8294	-0,9294	-0,9165	-0,9355
	-0,4680	-0,0839	-0,5372	-0,7342	-0,3057	-0,4460

kilépő infravörös sugárzás áram között, a lineáris összefüggést 0,88 korrelációs együttható jellemezte. Természetesen az infravörös kisugárzás okozta veszteség nem azonos a függőleges légoszlop mentén. Az Egyesült Államokban végzett mérések szerint a hosszuhullámú kisugárzás következtében legjobban hűl a sztratoszféra, valamivel kevésbé a vízgőzben gazdag alsó 5 km, legkevésbé a tropopauza környéke, amely sok esetben energiát nyer a hosszuhullámú sugárzási mezőtől (*Sabatini és Suomi 1962a*).

A *II. táblázat* jól szemlélteti, hogy a légkör hosszuhullámú sugárzási egyenlege és a rendszer kisugárzása közötti kapcsolat szorossága igen változékony térben és időben, átlagosan 0,2 körüli érték jellemzi, tehát nem alkalmas a légkör hosszuhullámú sugárzásegyenlegének mérését pótló számítására.

A légkör hosszuhullámú sugárzásforgalmának bevételi részét a felszín kisugárzásából elnyelt energia képezi, a kiadás részt pedig a saját hőmérsékleti kisugárzás mind a felszín, mind pedig a kozmikus tér felé. Az imént felsorolt összetevők mindegyikét a légkörnek a teljes hosszuhullámú tartományra vonatkozó optikai vastagsága és a hőmérséklete határozza meg. Ez az optikai vastagság szabja meg azt is, hogy a légkör kisugárzása mekkora részt képvisel a teljes rendszer kisugárzásában.

Mivel a légkör optikai vastagságának térbeli és időbeli változásait mind a rövidhullámú mind a hosszuhullámú tartományban elsősorban a felhőzet határozza meg, kísérletet tettünk arra, hogy a teljes kisugárzásba a légkör által képviselt részarány és a műholdról jól mérhető rendszer albedó közötti kapcsolatot használjuk fel a légköri hosszuhullámú egyenleg meghatározására. A *II. táblázatban* látható korrelációs együtthatók szerint ez a kapcsolat sem elég szoros. A kapcsolat gyengeségéből arra következtettünk, hogy a felhőzet rövidhullámú és hosszuhullámú vastagsága közötti összefüggés nem túl erős, illetve az egyéb tényezők hatása elfedi ezt az összefüggést.

Az elfedési hatások kiküszöbölésére a hosszú- és rövidhullámú összetevők arányát tekinthetjük megfelelőnek. A *II. táblázatban* szereplő korrelációs együtthatók mutatják, hogy a légkör hosszú- és rövidhullámú sugárzási egyenlegének aránya, valamint a felszín-légkör rendszer hosszú- és rövidhullámú sugárzási egyenlegének aránya közötti lineáris kapcsolat az esetek többségében igen szoros. Azokban az esetekben, amelyekben a korreláció gyenge, a változók előfordulási tartománya igen szűk, tehát bármilyen más empirikus kapcsolat megállapítása sem volna meggyőző.

III. TÁBLÁZAT

A légkör, valamint a felszín-légkör rendszer hosszuhullámú és rövidhullámú sugárzási egyenlegének hányadosai közötti korrelációs együtthatók különböző optikai légtömegek esetében

Optikai légtömeg tartomány	Esetek száma	Korreláció
1,6 – 1,9	30	-0,9306
1,9 – 2,2	32	-0,7301
2,2 – 2,5	16	-0,8881
2,5 – 3,0	14	-0,9529
3,0 – 4,0	11	-0,9077
4,0 – 10,0	10	-0,9419

A sok empirikus képlet alkalmazását elkerülendő, a lineáris regresszió paramétereit a relatív optikai légtömeg különböző tartományaihoz is meghatároztuk, majd a regressziós együtthatókat az optikai légtömeg másodfokú függvényével közelítettük.

Tehát:

$$\frac{E_{Lh}}{E_{Lr}} = B \frac{E_h}{E_r} + C$$

ahol:

$$C = -5,63 \text{ m} + 0,854 \text{ m}^2 + 10,87$$

$$B = 7,14 \text{ m} - 0,821 \text{ m}^2 - 16,98;$$

Az ily módon felírt empirikus összefüggést az 1,6 és 6 közötti optikai légtömeg tartományban 0,93 korrelációs hányados jellemzi, amely jó közelítésnek felel meg.

A képletben szereplő E_h (a rendszer kisugárzása) és E_r (a rendszerben elnyelt napsugárzási energia), valamint E_{Lr} a műholdas mérésekből meghatározható, ha figyelembe vesszük a helyet és az időt, amely adatokból a Nap helyzetét jellemző relatív optikai légtömeg és a felső határra érkező napsugárzás is megállapítható. Ily módon a légkör hosszúhullámú egyenlegét, E_{Lh} is kiszámíthatjuk.

A légkör sugárzási egyenlegének számítása

Figyelembevétel a fentebbi formulákat, a légkör sugárzási egyenlegére a következő számítási képletet kapjuk:

$$E_L = \left[B \frac{E_h}{E_r} + C + 1 \right] E_{Lr}$$

A zárójelben összefogott szorzótényező megmutatja, hogy a légkör a benne elnyelődött napsugárzási energiának mekkora részét sugározza ki közvetlen hőmérsékleti sugárzás révén.

IRODALOM

- Major, Gy.* 1973: A műholdas sugárzásháztartás vizsgálatokról. *Beszámoló az 1971-ben végzett kutatásokról.*
- Major, G.* 1976: *Absorption of short-wave solar radiation in the atmosphere.* Orsz. Met. Szolg. kisebb kiadv. 40. sz. Budapest
- Raschke, E., VonderHaar, T. H., Bandeen, W. és Pasternak, M.* 1973: The Radiation Balance of the Earth-Atmosphere System from Nimbus-3 Radiation Measurements. *Journal of Atm. Sci.* 30, 341–367.
- Sabatini, R. R. és Suomi V. E.* 1962: On the possibility of atmospheric infrared cooling estimates from satellite observations. *Journal of Atm. Sci.* 19, 349–350.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata 81. évf. 5. szám 1977, szept — okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81. No. 5 September — October 1977 Budapest

Módszer a hőmérsékleti profil meghatározására műholdas sugárzásadatokból

MOLNÁR GYULA, Központi Légtérfizikai Intézet, Budapest

A Method for the Determination of the Temperature Profile from Satellite Radiation Data.
In the paper a simplified method is presented for the rapid determination of the temperature profile on 15 pressure levels from radiation data gained by meteorological satellites. A special simplified form of the so called statistical inversive procedure is applied, but the fact, that the transmission depends on temperature are not ignored. So the results should be precious enough as the numerical experiments showed. The method in its original form is only applicable to the radiation data measured over Hungary and Middle-Europe since the covariance-matrices necessary to the statistical inversive procedure are prepared from the radio-sonde measurements of Budapest. But — as it is shown — no unrealistic results are gained with the use of "neutral" covariance-matrices containing identical elements even from the satellite data of Antarctic.

*

Метод определения температурного профиля по спутниковым данным о радиации. Описывается упрощенный метод быстрого определения температурного профиля для 15 изобарических поверхностей по спутниковым данным о радиации. Применяется упрощенный вариант так называемого статистического метода инверсии, однако, при этом не упускается из вида зависимость пропускания от температуры. Численные исследования показывают, что результаты остаются таким образом достаточно точными. В оригинальной форме метод может использоваться только для спутниковых данных о радиации, получаемых над территорией шашей страны, т. е. Центральной Европы, так как матрицы ковариантности, необходимые для статистического метода инверсии получены по Будапештским радиозондовым данным. Однако, при применении «нейтральных» матриц ковариантности, состоящих из аналогичных элементов, даже при использовании спутниковых данных Южного полюса, не получаются нереальные данные.

*

Bevezetés

A csillag-légtöröket már közel egy évszázada vizsgálták, amikor felvetődött a gondolat, hogy Földünk légkörét, ill. a Föld-légtör rendszert is hasonló módon, távérzékeléssel tanulmányozzák. Természetes ez a késés, hiszen az első szputnyik 1957-ben állt földkörüli pályára. Ekkor csillant meg az a lehetőség, hogy a viszonylag ritka, nem egyenletes sűrűségű földfelszíni méréseket felváltásák, ill. kiegészítsék a mesterséges holdak nagy területeket átfogó, egyenletes sűrűségű mérései.

A műholdas szondázás gondolatát először King (1958) és Kaplan (1959) vetette fel, arra a fizikai elvre alapozva, hogy a légkörnek a műhold műszerei által megfigyelt sugárzási spektruma legjelentősebben a hőmérséklet függvényes

eloszlásától és az abszorbeáló gázoktól függ. Tekintettel az abszorbeáló gázok állandóságára, a légkör függélyes hőmérsékleti profilja a műholdas sugárzás-
 adatokból „levezethető”.

A hőmérsékleti profil meghatározására szolgáló s az infravörös sugárzási tartományban mérő első műszert (IRIS) 1969. április 14-én bocsátották fel a NIMBUS 3 műhoddal. Az 1970 áprilisában felbocsátott NIMBUS 4 és az 1972 decemberében fellőtt NIMBUS 5 mesterséges holdakra az amerikai műszereken kívül (SIRS, IRIS) angol szakemberek által kifejlesztett sugárzás-mérő műszer (SCR) is került. 1971-ben szovjet METEOR műholdon szintén elhelyeztek szondázó műszert. E főleg kísérleti jelleggel felbocsátott műszerek adatainak feldolgozása során kitűnt, hogy a légkör műholdas szondázása elegendően nagy pontossággal végrehajtható. A felszíni hőmérsékletet, ill. a hőmérsékleti profilt 2 K°-kal kisebb átlagos négyzetes hibával sikerült meghatározni, s a hosszú méréssorozatok statisztikai vizsgálata során nem lehetett szisztematikus hibát találni a távérzékeléses mérésekben.

Ennek köszönhető, hogy 1972 októberétől (a NOAA 2 műhold fellövését követően) megkezdtek a függélyes hőmérsékleti profil szolgálatszerű meghatározását a műholdas sugárzásadatokból. A NOAA 2-re egy VTPR sugárzásmérő került, s ugyanilyen műszert helyeztek el az azóta felbocsátott NOAA 3 és NOAA 4 meteorológiai mesterséges holdak fedélzetén is, mégpedig mindegyikből kettőt, hogy az adatszolgáltatás az egyik berendezés esetleges hibája esetén is folyamatos maradjon.

A műholdas sugárzásmérésekből nem szükséges először a hőmérsékleti profil kiszámítása, ha olyan hőmérsékleti jellemzőket keresünk, mint a relatív geopotenciál (Fleming, 1972), a geopotenciál profilja (Smith és mások 1970) vagy a sztratoszférikus hőmérsékletváltozások (Fritz és Soales 1970, Barnett 1975); ezek a mennyiségek a sugárzási adatokból közvetlenül is megkaphatók.

Megoldási módszer

A hőmérsékleti profil meghatározásának jelenleg ismert egyik legpontosabb módszere az ún. statisztikus inverziós eljárás, amely klimatológiai adatok „a priori” információként történő felhasználásával stabilizálja a vertikális hőmérsékleteloszlás meghatározása szempontjából instabilis sugárzási egyenletet (Miskolci, 1972; Molnár és Varga, 1974). Lényegében ezt az eljárást használjuk fel a továbbiakban, bizonyos egyszerűsítésekkel, ill. módosításokkal. Ez a módszer a p nyomás függvényeként keresett $T(p)$ megoldásprofilat a következő formában adja (pl. Rodgers, 1970; Fritz, Wark és mások, 1972):

$$T(p) = \bar{T}(p) + SA^*(ASA^* + N)^{-1}(R - \bar{R}) \quad (1)$$

ahol $\bar{T}(p)$ az évszaknak és földrajzi helyzetnek megfelelő klimatológiai átlagprofil (esetleg előrejelzett profil); S a hőmérsékleteloszlás variancia-kovariancia mátrixa, amelyet több év rádiószondás adataiból nyerhetünk; az A mátrix lényegében a légköri átbocsátásokat tartalmazza, amelyek megmutatják, hogy a sugárzásból a p szinttől a légkör felső határáig terjedő levegőréteg mekkora hányadot enged át; „*” a transzponálás jele, míg N a sugárzásmérések bizonytalanságait, a műszerzajt és a kalibrációs hibákat magában foglaló hibamátrix. R a műholdszűrőkkel mért sugárzásadatokat tartalmazó oszlopvektor, \bar{R} a sugárzásátviteli egyenlet alapján számított sugárzásvektor, amelyet a műholdszűrők akkor „látnának”, ha a légkör a \bar{T}/p profilnak megfelelően

sugározna. (\bar{R} kiszámításánál a felszín hőmérsékletét a műhold erre a célra szolgáló szűrőjének sugárzásadataiból számítjuk ki).

Azon cél érdekében, hogy (1) alapján konkrét számításokat végezhessünk, több problémát kell megoldanunk, ill. bizonyos egyszerűsítéseket kell elvégeznünk. Az évszakoknak megfelelő \bar{T}/p profilokat és az S mátrixokat öt év (1968–1972) rádiószondás hőmérsékletadatainak feldolgozásával határoztuk meg (Molnár és Varga, 1974). Az A mátrixban szereplő átbecsátásokat, amelyeket az egyes műholdszűrőkre az U. S. Standard Atmosphere 1962 (továbbiakban USSA) profilra adnak meg, az évszakoknak megfelelő átlagos hőmérsékleti profilokra kell korrigálni. Emiatt szükségünk volt egy viszonylag egyszerűen kezelhető korrekciós módszer kidolgozására, amelynek segítségével az USSA profilra adott átbecsátásokból tetszőleges hőmérsékleteloszláshoz tartozó átbecsátásértékeket számíthatunk ki. Eszerint ha p_j nyomásszinten és ν_k hullámszámon ismert a műholdszűrő USSA profilra vonatkozó $\tau^{us}(p_j; \nu_k)$ átbecsátása (ezeket a fellőtt műholdakra megadják), akkor egy tetszőleges függőleges hőmérsékleteloszlásra (mely az USSA profiltól p_j nyomásszinten ΔT_j^m -vel tér el, ahol az m index az egyes évszakokat jelöli a következőképpen: $m=1$ a tavaszt, $m=2$ a nyarat, $m=3$ az őszt és $m=4$ a telet) vonatkozó korrigált átbecsátásérték a következőképpen nyerhető:

$$\tau_{\text{korrig}}^{\text{us}+\Delta T_j^m} \tau^{us}(p_j; \nu_k) = \exp \frac{E(p_j; \nu_k)}{AK(p_j; \nu_k; \Delta T_j^m)} \quad (2)$$

Egyenletünkben A_K a pontosított kvázidirekt (erre utal a „ K ” index) módszerrel (Miskolci, 1974 és Molnár, 1975) számított korrekciós paraméter. Ezt úgy kapjuk meg, hogy a Drayson-féle ν_k centrális hullámszámú műholdszűrőkre ($k=1, 2, \dots, 7$; $\nu_1=668,7 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_2=677,1 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_3=691,6 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_4=698,7 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_5=705,8 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_6=713,7 \text{ cm}^{-1}$, $\nu_7=748,5 \text{ cm}^{-1}$) meghatározzuk az

$$A_K^D(p_j; \nu_k; \Delta T_j^m) = \frac{\ln \tau_K^{us}(p_j; \nu_k)}{\ln \tau_K^{\text{us}+\Delta T_j^m}(p_j; \nu_k)} \quad (3)$$

I. TÁBLÁZAT

Az A_K^D paraméterek budapesti átlagos téli hőmérsékleti profilra számított értékei

ν_k	668,7	677,1	691,6	698,7	705,8	713,7	748,5
p_j 10	0,9983	0,995	1,0037	1,0117	1,0201	1,0153	0,9945
20	0,9949	0,988	1,011	1,0294	1,0443	1,0423	1,0332
30	0,9946	0,9871	1,0139	1,0342	1,0519	1,0533	1,0596
50	0,9956	0,9888	1,0123	1,0304	1,0453	1,0585	1,1165
70	0,9958	0,992	1,0096	1,0205	1,0339	1,0357	1,082
100	0,9968	0,9946	1,0062	1,015	1,0216	1,023	1,0292
150	0,9988	0,9979	1,003	1,0068	1,0094	1,0098	1,0191
200	1,000	0,9973	1,0025	1,0056	1,0179	1,0081	1,009
250	1,000	0,9974	1,0051	1,0121	1,0062	1,0169	1,0186
300		1,000	1,0089	1,0192	1,026	1,0264	1,0282
400			1,0134	1,0307	1,0405	1,0409	1,0427
500			1,0171	1,0322	1,0412	1,0412	1,0412
600				1,0313	1,0382	1,0379	1,035
700					1,0375	1,0358	1,0283
800					1,0402	1,0383	1,0321
850					1,0438	1,0405	1,035
900					1,0462	1,0443	1,0359
1000					1,0585	1,0545	1,0369

értékeket, s ezekből, a ν_k -któl esetleg eltérő, ν_k , centrális hullámszámú műholdszűrőkre az $A_K/p_j; \nu_k; \Delta T_j^m$ -ket az egyes nyomásszinteken külön-külön, lineáris interpolációval határozzuk meg az adott ν_k , hullámszámhoz legközelebb eső hullámszámhoz tartozó két A_K^p -ből. A négy évszak Budapesten mért átlagprofiljára meghatároztuk az A_K^p paramétereket. Jelen számításunkban csak a téli A_K^p értékeket használjuk fel, ezek az *I. táblázatban* láthatók. $E/p_j; \nu_k$, a Drayson-féle, USSA és USSA + 10°K profilú légkörökre megadott átbocsátás-értékekből adódó tényező, mellyel a pontosság növelése érdekében a kvázi-direkt hőmérsékleti korrekciót adó $A_K/p_j; \nu_k; \Delta T_j^m$ -1 értéket kell megszorozni. A Drayson (1969) szűrőkre az

$$E/p; \nu_k = \bar{a}_k p^2 + \bar{b}_k p + c_k \quad (4)$$

összefüggés áll fenn, s a parabola paraméterei a *II. táblázatban* találhatóak.

II. TÁBLÁZAT

Az $E/p_j; \nu_k$ kitevők nyomásfüggését leíró parabolák együtthatói az egyes Drayson-féle műholdszűrőkre

ν_k	668,7	677,1	691,6	698,7	705,8	713,7	748,5
\bar{a}_k	1,59915 · 10 ⁻⁶	1,48433 · 10 ⁻⁷	9,984 · 10 ⁻⁸	-2,387 · 10 ⁻⁸	-1,409 · 10 ⁻⁸	3,2616 · 10 ⁻⁸	4,359 · 10 ⁻⁷
\bar{b}_k	-0,000372762	-0,000163893	-0,0000878	-4,09 · 10 ⁻⁶	-7,087 · 10 ⁻⁶	-0,00004239	-0,0003039
\bar{c}_k	1,0305996	1,0225578	1,0262124	1,0187122	1,0236789	1,0269	1,0466934

Amennyiben az operatív működő műholdon ν_k -k eltérnek a ν_k -któl, akkor $E/p_j; \nu_k$ -t a fentebb említett módon, a (4) alapján számított értékek felhasználásával, ν szerinti lineáris interpolációval határozzuk meg; külön-külön a szükséges p_j nyomásszinteken.

Numerikus kísérletek

A következőkben sorra kerülő összes számítás a NOAA 2 műhold ún. Set 1 szűrősorozatára vonatkozik, részben 0°, részben pedig 23,8° nagyságú zenitszögre. Az USSA profilra megadott légköri átbocsátás-értékek *McMillin, Wark és mások* (1973) munkájában találhatóak.

A konkrét profilszámításoknál, a rendelkezésünkre álló HP 9810A asztali számítógép korlátozott adatmemóriája miatt meg kellett elégednünk a légkör maximálisan 15 rétegre történő felbontásával. Az egyes rétegek átlagos p_j nyomásértékei a következők: 2,5 mb; 7,5 mb; 15 mb; 25 mb; 40 mb; 65 mb; 105 mb; 165 mb; 250 mb; 350 mb; 450 mb; 575 mb; 725 mb; 850 mb és 950 mb.

Az (1)-ben szereplő mátrixokat tehát ezekre a p_j -kre kell meghatároznunk, s a $T(p)$ megoldásprofil is ezekre a nyomásszintekre nyerjük. Természetesen a rádiószondás mérésekből kapott, ill. a numerikus kísérletekhez önkényesen választott $\bar{T}(p)$ profilokat is ugyanazeken a p_j szinteken kell megadnunk. Az A mátrix egyes elemeinek, ill. az \bar{R} és \hat{R} (numerikus kísérleteknél ezt is nekünk kell megadnunk) sugárzásértékeknek a konkrét kiszámítására itt nem térünk ki (l: *Fritz, Wark és mások*, 1972).

Az S mátrixban, mely a 15 p_j nyomásszintnek megfelelően most 15 × 15-ös, a kis memóriakapacitás miatt elhagytuk a főátlón kívüli elemeket (egyébként ezeket nagy számítógépkapacitás esetén is sokszor elhagyják a számítási sebes-

ség növelése érdekében). Így a főátlóban tulajdonképpen a hőmérsékleteloszlás \bar{p}_j nyomásszintekre vonatkozó szórásértékei állnak. Ezeket a numerikus kísérletek egy részénél szintén a rádiószondás adatokból nyertük (Molnár és Varga, 1974).

A profilméréshez használt hat műholdszűrő miatt most a 6×6 -os N -hibamátrixot is diagonálisnak tételeztük fel, a főátlóban egységesen 0,1-es értékekkel (a hiba az egyes műholdszűrőknél ui. közelítőleg 0,3 körülnek tekinthető).

Kérdés mármost, hogy viszonylag szerény számítástechnikai lehetőségeink keretében milyen pontosságot várhatunk a statisztikai inverziós módszer tényleges alkalmazása esetén. Ehhez az említett műholdszűrőkre vonatkozó légköri átbocsátások közül a 0° zenitszögére vonatkozót használtuk fel.

Első lépésként a téli profilra korrigált átbocsátások segítségével kiszámítottuk az R kilépő sugárzás-intenzitásokat a téli átlagprofilnál minden szinten 5 K° -kal melegebb (T_I profil) és 5 K° -kal hidegebb (T_{II} profil) légkörre, s kerestük a T_I^0 és T_{II}^0 megoldásprofilokat, melyeknek most a téli átlagos profilnál (T_j^{tel}) minden szinten 5 K° -kal melegebbnek, ill. hidegebbnek kellett adódnuk. A számítások elvégzése után az *III. táblázat a)* részében látható eredményeket kaptuk. Az átlagos négyzetes hiba az 5 K° -kal melegebb légkör esetén $1,96 \text{ K}^\circ$ -, míg a másik esetben $1,86 \text{ K}^\circ$ volt. Ezekkel a hibákkal elégedettek lehetnénk, hiszen a statisztikus inverziós eljárástól 2 K° -kal kisebb átlagos hibát követelhetünk meg, azonban numerikus kísérletről lévén szó, itt 1 -, $1,5 \text{ K}^\circ$ -os átlagos hibát kellene elérnünk. Ezért nagyon lényeges, hogy az (1) iterálásra szintén alkalmas (McMillin, Wark és mások, 1973), mégpedig úgy, hogy a $T(p)$ helyébe a megoldásként kapott profilt tesszük, s így számítjuk R -t is (a súlyfüggvények kicsiny hőmérsékletfüggése miatt az A mátrixot most változatlanul hagyhatjuk, ezáltal az egész iterációs eljárás jelentősen egyszerűsödik). Ezen mennyiségek behelyettesítése után (1) alapján újra kiszámítjuk a megoldásprofilát. Az iterációt, amennyiben konvergál, addig érdemes folytatni, amíg a megoldásprofilból számított sugárzásértékek a műholdon mértektől,

III. TÁBLÁZAT

a) A T_I^0 és T_{II}^0 megoldásprofilok, b) az iterációval kapott mozgásprofilok, valamint c) az iterációval nyert függélyes hőmérsékleteloszlások eltérései a téli átlagprofiltól a különböző nyomásszinteken

\bar{p}_j [mb] nyomás- szint	a)		b)		c)	
	$T_I^0 - \bar{T}_j^4$	$\bar{T}_{II}^0 - \bar{T}_j^4$	$T_I^1 - \bar{T}_j^4$	$T_{II}^1 - \bar{T}_j^4$	$T_{III}^1 - \bar{T}_j^4$	$T_{IV}^1 - \bar{T}_j^4$
2,5	5,98	-5,73	5,91	-5,92	5,78	-5,76
7,5	2,70	-2,56	2,70	-2,67	2,05	-2,04
15	3,94	-3,73	3,96	-3,94	2,67	-2,66
25	3,24	-3,06	3,29	-3,27	1,97	-1,96
40	5,14	-4,86	5,33	-5,28	2,72	-2,69
65	5,66	-5,33	5,95	-5,87	2,11	-2,08
105	5,94	-5,58	6,44	-6,32	1,00	-0,98
165	4,31	-4,04	5,86	-4,75	-0,24	0,24
250	3,49	-3,27	3,90	-3,84	-0,54	0,51
350	3,43	-3,23	3,35	-3,36	-0,53	0,46
450	5,98	-5,69	4,87	-5,01	-1,62	1,46
575	6,18	-5,91	4,52	-4,68	-2,82	3,68
725	10,13	-9,70	7,17	-7,39	-5,43	5,74
850	7,32	-7,02	5,19	-5,33	-4,37	4,63
950	7,59	-7,28	5,44	-5,56	-4,09	4,39

ill. numerikus kísérleteknél a kiszámított R értékektől csak az előírt hibahatáron belül térnek el.

Az iterációt elvégeztük az előző két esetben is s ekkor a következő eredményeket kaptuk (*III./b táblázat*): az átlagos négyzetes hibák T_I^1 ill. T_{II}^1 -nél (a felső index az iteráció sorszámát jelöli) $1,24\text{ K}^\circ$ -ra ill. $1,25\text{ K}^\circ$ -ra csökkentek, s a kritérium értelmében nem volt szükség további iterációra.

Ezután nézzük meg a statisztikus inverziós módszerrel nyerhető megoldásprofil, ha az „keresztezi” az átlagos vertikális hőmérsékleteloszlást. Ezért megvizsgáltuk, hogyan adja (1) a megoldást olyan profilra, mely a legfelső szinten 5 K° -kal melegebb, mint T_I^{61} , míg 950 mb-on 5 K° -kal alacsonyabb hőmérsékletű, mint T_{15}^{61} , s felülről lefelé haladva nyomásszintenként egyenletesen hűl (T_{III} profil). Elvégeztük a számításokat a fordított esetben, tehát felül hidegebb, alul melegebb hőmérsékleteloszlásra is (T_{IV} profil). Az iteráció nélküli megoldásként kapott T_{III}^0 esetében az átlagos négyzetes hiba $1,64\text{ K}^\circ$, T_{IV}^0 esetében pedig $1,76\text{ K}^\circ$ volt. Az első iterációt követően ezek a hibák $0,95\text{ K}^\circ$ -ra ill. $1,01\text{ K}^\circ$ -ra csökkentek. A T_{III}^1 -ből ill. T_{IV}^1 -ből visszaszámolt „ R ” intenzitások a T_{III}^1 -ből ill. T_{IV}^1 -ből kiszámítottaktól csak a $0,3$ -as hibahatáron belül tértek el, ezért nem végeztünk további iterációt. Az *III/c táblázatban* láthatjuk az iterációval kapott T_{III}^1 és T_{IV}^1 profilok eltéréseit a \bar{T}_j^{1-61} profiltól.

Az eddigiekben az S mátrix elemeit (melynek tehát a főátlón kívüli elemeit elhanyagoltuk) egységesen 5 -nek vettük, hiszen semmi okunk nem volt rá, hogy téli szórásokat használjunk *ezekhez* a numerikus kísérletekhez. Most azonban már „valódi” téli hőmérsékleti profilokkal fogunk numerikus kísérleteket végezni, ezért S elemeinek a téli szórásokat vesszük (elvégezzük azonban a számításokat az előző S mátrix felhasználásával is az összehasonlítás kedvéért).

Mindezek értelmében a rádiószondás adatokból kiválasztottunk két, az átlagostól erősen (és különbözőképpen) eltérő konkrét téli hőmérsékleteloszlást (T_V , ill. T_{VI} -tal jelöljük őket) s megnéztük, hogyan adja vissza ezeket a statisztikus inverzió. Iteráció nélkül $[S]_{ji} = 5$ -re az átlagos négyzetes hiba T_V^0 esetében $2,84\text{ K}^\circ$ -nak adódott, míg T_{VI}^0 -ra $2,82\text{ K}^\circ$ -ot kaptunk. Az első iteráció után ezek az értékek $1,97\text{ K}^\circ$ -ra, ill. $2,4\text{ K}^\circ$ -ra csökkentek.

Az iteráció nélküli esetben, de most már a *téli statisztikának megfelelő S mátrixszal* az átlagos eltérés T_V^0 -re $3,1\text{ K}^\circ$, T_{VI}^0 -ra pedig $3,43\text{ K}^\circ$ nagyságú volt, tehát nagyobb, mint az előző esetben. Az első iteráció után azonban ezek az eltérések $1,07\text{ K}^\circ$ -ra, ill. $1,18\text{ K}^\circ$ -ra csökkentek, tehát most már sokkal jobb eredményeket kaptunk, mint az azonos szórásértékeket tartalmazó S mátrixszal. Ebből azt a következtetést is levonhatjuk, hogy a tényleges műholdas sugárzásadatokat felhasználó számításoknál *egy iterációt* feltétlenül *szükséges* végezni.

Az első iteráció után kapott profilokból visszaszámolt sugárzások az egyes műholdszűrőknél, egy-két kivétellel már csak az előírt $0,3$ -as hibahatáron belül térnek el a „valódiaktól” az összes eddig bemutatott kísérlet esetében. Ennek alapján kijelenthetjük, hogy a tényleges műholdas adatokkal végzendő profilszámításoknál (1) megoldása után általában *elég egy iterációt* végezni, két iteráció pedig mindenképpen elegendő.

Déli-sarkki műholdas sugárzásadatokból nyert profilok

A NOAA mesterséges holdak infravörös sugárzásadatai Magyarország, ill. Európa körzetéből számunkra egyelőre nem voltak hozzáférhetőek, ezért meg kellett elégednünk az NDK-ból kapott 12 mérési sorozattal.

E kódolt adatokból csak a földrajzi helyzet derült ki (valamennyi az egyik rádiószondázást végző hajó, az ún. „S. A. N. A. Station” közelében volt mérve) az időpont nem, így csak azt tudjuk, hogy a mérések a Déli-sark környékére vonatkoznak. Az adatokat a NOAA 3 meteorológiai mesterséges hold mérte, s ennek a szűrőre vonatkozó légköri átbocsátások rendelkezésünkre álltak mind 0° , mind $23,8^\circ$ zenitszögre. (McMillin, Wark és mások, 1973). Ezeket az átbocsátásokat korrigáltuk a téli átlagprofilunkra (ui. egy déli-sarki profilhoz várhatóan a mi téli hőmérsékletünk átlagos eloszlása van közelebb). A 12 mérés-sorozatból tíz $23,8^\circ$ zenitszögre, kettő pedig 0° zenitszögre vonatkozott. Az előbbieknél a megoldásprofilokat $T^{23,8}(h)$ -val ($h=1, 2, \dots, 10$), az utóbbiaknál pedig $T^0(1)$ és $T^0(2)$ -vel jelöltük. Amennyiben az (1) egyenlet megoldása után még iterálunk, T -t az iteráció sorszámának megfelelően alul indexeltük arab számmal.

Az R kiszámításához most \overline{TF}^{61} („F” a felszint jelöli, tehát ez a talajszinti hőmérséklet) helyett a műhold 8. csatornájában mért felszínkisugárzási érték-ből visszaszámolt felszíni hőmérsékletet használtuk (ez egyébként minden esetben 273 K° körüli volt). Az S mátrixot $[S]_{jj}=5$ elemekkel vettük, mivel az itteni szórásokat nem ismertük; N főátlóbeli elemei pedig $0,1$ értékűek maradtak most is.

$T^0(1)$ esetében próbaképpen több iterációs lépést hajtottunk végre. A IV. táblázat a) részében láthatjuk $T^0(1)$, $T_1(1)$ és $T_2^0(1)$ összehasonlítását. A 2. iterációt követően (sőt a legtöbb csatornában már az 1. iteráció után) elértük azt, hogy a visszaszámolt sugárzásértékek csak $0,3$ -as hibahatáron

IV. TÁBLÁZAT

p_j mb	15	25	40	65	105	165	250	350	450	575	725	850	950
a) A $T_1^0(1)$ déli-sarki profil, valamint ennek első és második iteráció után kapott értékei													
$T^0(1)$													
0. iteráció	237	230	237	239	239	230	226	232	242	253	262	267	268
$T_1^0(1)$													
1. iteráció	235	229	236	238	239	230	224	229	239	251	261	266	267
$T_2^0(1)$													
2. iteráció	236	228	235	239	239	232	225	228	238	252	263	264	265
b) A $T_{1.}^{23,8}(4)$, $T_{1.}^{23,8}(9)$ és $T_{1.}^{23,8}(10)$ déli-sarki profilok, valamint az „S. A. N. A. Station” által mért januári átlagos hőmérsékleteloszlás													
$T_{1.}^{23,8}(4)$	238	237	242	241	240	233	225	229	239	249	260	267	267
$T_{1.}^{23,8}(9)$	234	232	237	234	234	229	224	230	241	253	263	268	268
$T_{1.}^{23,8}(10)$	235	233	236	235	237	232	227	232	242	249	258	264	265
S. A. N. A.	—	—	—	231	229	228	223	228	238	247	257	264	269
c) $T_{1.}^0(1)$ a budapesti téli profilból, illetve az USSA hőmérsékleteloszlásból kiindulva													
$T_{1.}^0(1)$													
budapestiből	237	229	237	239	240	232	225	230	240	252	262	267	267
$T_{1.}^0(1)$													
USSA-ból	241	233	239	237	236	230	229	232	236	250	258	272	275

belül különbözzenek a műhold által mértektől. A táblázat adatai szerint az iterációs lépésszám növelésével a megoldásprofil csak kis eltéréseket mutat, s az iterációk szerepét illetően ugyanezt mondhatjuk el a többi profil esetében is. A „valódi” téli profilokat használó numerikus kísérleteknél tett megjegyzésünk értelmében azonban egy iterációt mindenképpen szükséges végeznünk, így ezt az összes többi déli-sarki profilra is megtettük.

A *IV. táblázat b)* részében bemutatunk hármát a $23,8^\circ$ zenitzöggel mért adatokból számított, 1. iteráció után kapott déli-sarki profilokból. Összehasonlítás kedvéért közöljük az 1973 januárjában az „S. A. N. A. Station” által mért átlagos hőmérséklet-eloszlást is.

Végezetül — mintegy a hőmérsékleti korrekciós módszer indirekt vizsgálataként, ill. a statisztikai inverziós módszer hatásosságának ellenőrzésére —, megnéztük, milyen déli-sarki profilokat kapnánk, ha nem a mi téli átlagprofilunkból indulnánk ki, hanem az USSA profilból (tehát az *A* mátrixban a súlyfüggvényeket közvetlenül kapnánk a műholdszűrőre megadott átbecsítésekéből és $\bar{T}(p)$ is az USSA profil lenne). Elvégeztük az inverziót ezen a módon is, s ennek alapján bemutatjuk a *IV. táblázat c)* részében, amelyben $T_p^1(1)$ -t láthatjuk a budapesti téli profilból, ill. az USSA profilból kiindulva. Mivel a mi téli átlagprofilunk az USSA hőmérséklet-eloszlástól jelentősen különbözik, a kétféle kiindulásból kapott megoldásprofilok pedig csak viszonylag kicsiny (lényegében a várt) mértékben, kijelenthetjük: a statisztikus inverziós módszer a bevezetett egyszerűsítések és módosítások ellenére kitűnően alkalmazható, s azonon elemekből álló *S* mátrixszal távolabbi (Közép-Európán kívül eső) területek hőmérsékleti profiljainak kiszámítására is jól használható.

IRODALOM

- Barnett, J. J., 1975: Interactions between the Northern and Southern Hemisphere Stratospheric Wave Fields in Spring and Autumn. Preprint: Presented at COSPAR XVIII, Varna, 1975
- Fleming, E. H., 1972: A Method for Calculating Atmosphere Thicknesses Directly from Satellite Radiation Measurements. Reprinted from Preprint Volume of the Conference on Atmospheric Radiation, August 7–9, 1972, Fort Collins, Colorado; published by AMS, Boston, Mass.
- Fritz, S. és Soules, S. D., 1970: Large-Scale Temperature Changes in the Stratosphere Observed from Nimbus III. *Journal of Atmospheric Sciences* 27, 1091–1097.
- Fritz, S., Wark, D. Q., Fleming, H. E., Smith, W. L., Jacobowitz, H., Hilleary, D. T. és Alishouse, J. C., 1972: Temperature Sounding from Satellites. *NOAA Technical Report NESS 59*, 1–17.
- Major, Gy. 1974: Légköri diagnosztika műholdak sugázmérése alapján. *Beszámoló az 1971-ben végzett kutatásokról* OMSZ, Budapest
- McMillin, M. L., Wark, Q. D., Siomkajlo, M. L., Abel, G. P., Werbowetzki, A., Lauritson, A. L., Pritchard, A. J., Crosby, S. D., Woolf, M. H., Luebbe, C. R., Weinreb, P. M., Fleming, E. H., Bittner, E. F. és Hayden, M. C., 1973: Satellite Infrared Soundings from NOAA Spacecraft. *NOAA Technical Report NES 65*
- Miskolci, F., 1972: Az átbecsítési függvények számításának problémái. *Beszámoló az 1972-ben végzett kutatásokról* OMSZ, Budapest
- Drayson, R. S., 1969: Investigation of Atmospheric Absorption for Remote Sensing Applications; Final Report, University Michigan
- Rodgers, C. D., 1970: Remote Sounding of the Atmospheric Temperature Profile in the Presence of Cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96, 654–666
- Smith, W. L., Woolf, H. M. és Jacob, W. J., 1970: A Regression Method for Obtaining Real-Time Temperature and Geopotential Height Profiles from Satellite Spectrometer Measurements and its Application to Nimbus 3 “SIRS” Observations. *Monthly Weather Review* 98, 582–603

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám. 1977. szept. – okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No. 5 September – October 1977 Budapest

Domborzat figyelembevételével számított áramlási mező város felett

MERSICH IVÁN, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

The Calculated Stream Field Over Towns with Regard to Relief. The effects of the relief and the so called heat island which modify the stream field are investigated by a kinetic model. The steady form of the equation of continuity is used as a start. For the solution it is assumed the wind fluctuation vector (u' , if $u = \bar{u} + u'$) to be rotation-free and the air density to be constant. The effect of the relief is taken into account in a form of $w' = \bar{u}(\partial h/\partial x) - (\partial h/\partial y)$ where \bar{u} and \bar{v} are the components of the horizontal average wind, h is the altitude of the surface over m. s. l., w' is the vertical component of the perturbation vector. The temperature surplus of the heat island is approximated by simple equations. It is found that the best of them is the function $T(r) = e \exp[-(\pi r/2R)^2]$ (R is the radius of the heat island). The results of the calculation compared with the measurements are satisfactory in spite of the used strict requirements.

*

Поле воздушного течения над городом, вычисленное с учетом рельефа. В настоящей работе рассматривается влияние рельефа и так называемого городского острова тепла на воздушное течение, с использованием кинематической модели. При этом автор исходил из стационарного вида уравнения неразрывности. При решении уравнения предполагалось, что вектор флюктуаций ветра (u' если $u = \bar{u} + u'$) свободен от вихря, а плотность воздуха постоянна. Влияние рельефа было учтено в виде $w' = \bar{u}(\partial h/\partial x) + \bar{v}(\partial h/\partial y)$ где \bar{u}, \bar{v} — координаты вектора горизонтального среднего ветра; h — его высота над уровнем моря; \bar{v} — векторная составляющая ветрикального возмущения. Избыточная температура городского острова тепла аппроксимировалась простыми функциями, из которых оптимальной оказалась функция $T(r) = e \exp[-(\pi r/2R)^2]$ (Здесь R означает радиус острова тепла.) Сопоставление результатов вычислений с данными измерения, несмотря на строгие условия, дало удовлетворительное совпадение.

*

Bevezetés

A meteorológiai jelenségek modellezésénél a felszint általában síknak tekintik és elhanyagolják a felszíni hőmérséklet inhomogenitásait is. Ezért az ilyen feltételekkel végrehajtott számítások a vizsgálandó jelenséget csak első közelítésben jellemzik.

Amennyiben a kapott eredmények a vizsgált folyamat szempontjából nem kielégítőek, további feltételek figyelembevétele szükséges. Ekkor kerül előtérbe a domborzat és az inhomogén felszín hőmérsékletének hatása, ill. e hatások bevezetése a konkrét modellbe.

A domborzat áramlást módosító hatásának figyelembevétele általában bonyolult egyenlet-rendszerekre vezet. A nehézséget egyrészt az jelenti, hogy a konkrét rendszert analitikus formában csak akkor sikerül megoldani, ha a

domborzat alakja valamilyen könnyen kezelhető függvénnyel közelíthető (általában trigonometrikus függvény-alakban) [10]. Másrészt, ha nem törekszünk analitikus megoldásra, akkor a problémát a rendszer stabilitása és az általában korlátozott számítógép-idő jelenti. Ezért ésszerű feltételekkel egyszerűsíteni szokták a feladatot (pl.: összenyomhatatlan légkör, stacionárius folyamat, homogén légkör) [1].

Mindkét fenti eljárás esetén fölmerül a terepmérésekkel való egybevetés és igazolás kérdése. Első esetben ez az idealizált hegy-forma miatt, a második esetben pedig a korlátozó feltételek miatt nehéz.

Gyakori eset, hogy az áramlást befolyásoló tényezők között ugyanolyan súllyal a domborzat és az inhomogén felszíni hőmérséklet a leglényegesebb. Ezért egyes szerzők a két módosító hatást együttesen vizsgálják [6]. Ez lényegesen megkönnyíti a mérésekkel való egybevetést.

Az inhomogén felszíni hőmérséklet egyik közismert esete az ún. városi hősziget. A hatására létrejövő cirkuláció kialakulásának körülményeit, jellegét több szerző is hasonlóan írja le [3], [11]. Numerikus modellezésük általában a mozgásegyenletek és a termodinamikai energia-egyenlet más-más feltételek melletti megoldását jelenti [5], [7].

A fenti problémához nagyon hasonló a nagy vízfelületek által határolt kis szigetek fölötti áramlás-módosulások esete is. Ilyen vizsgálatoknál sikerül legjobban a termikus hatások uralkodó jellegét biztosítani [2].

Ritka az olyan módszer, amely a domborzati és a termikus hatás figyelembevételével a gyakorlatban is használható és kielégítően pontos eljárást ad [1]. Mi is egy ilyen eljárás kidolgozását kíséreltük meg. Célunk az volt, hogy a domborzat és az inhomogén felszíni hőmérséklet által módosított olyan áramlási mezőt állítsunk elő, amely bizonyos megszorításokkal légszennyeződési számításokban is felhasználható.

Domborzati hatás figyelembevétele

Bontsuk fel a szélvektort az átlag-szélre és a domborzat által előidézett perturbációra:

$$\mathbf{V} = \overline{\mathbf{V}} + \mathbf{V}' \quad (1)$$

ahol a felülvonás az átlagot, a vessző pedig a perturbációt jelzi.

Tegyük fel, hogy a vizsgálandó légrétegen belül az áramlás stacionárius és a sűrűség állandó. Ekkor a kontinuitási egyenlet (1) felhasználásával a következő alakban írható fel:

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

ahol u' , v' , w' az x , y , z irányú perturbáció-vektor komponensek.

Integráljuk (2) egyenletet a felszíntől (h) egy adott (H) magasságig:

$$\int_h^H \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) dz = - \int_h^H \frac{\partial w'}{\partial z} dz \quad (3)$$

Az integrálásnál [1] és [12] alapján a következő feltételeket alkalmaztuk:

a) $w'(h) \sim \overline{\mathbf{V}}_{xy} \cdot \nabla h$

ahol: $\overline{\mathbf{V}}_{xy}$ horizontális átlagszél, ∇h a domborzat gradiense

A fenti föltétel következik abból, hogy a felület normálisának irányában a szél-összetevő zérus.

$$b) w'(H) \sim 0$$

Létezik egy H magasság, ahol a domborzat hatására létrejövő vertikális szélperturbáció zéró.

$$c) \mathbf{V}'_{xy} = \nabla \Phi_d$$

A perturbáció-mező rotációmentes. (A sebesség potenciálos.)

A fenti feltételek mellett végrehajtva (3) integrálását, kapjuk a következő összefüggést:

$$\overline{\nabla^2 \Phi_d} = \frac{1}{H-h} \overline{\mathbf{V}_{xy}} \cdot \nabla h \quad (4)$$

Ha a (4) egyenletet Φ -re megoldjuk és az eredményekre alkalmazzuk a (c) feltételt, akkor a perturbáció-vektor horizontális összetevője előállítható.

A hősziget-cirkuláció számítása

A (3) egyenlet más feltételek melletti integrálása lehetőséget ad a hősziget-cirkuláció számítására.

$$d) w(h) \sim 0$$

A talajszinten a termikus hatásra létrejövő vertikális perturbáció zéró.

$$e) w'(L) \sim C \cdot T(r)$$

Létezik egy L magasság, ahol a vertikális sebességperturbáció arányos az inhomogén felszíni hőmérséklettel [$T(r)$].

A hőmérsékleti inhomogenitást mérési adatok hiányban függvényekkel közelítettük. Tapasztalataink szerint a Gauss-féle görbe alkalmazása nyújtja a legelfogadhatóbb eredményt.

Integráljuk a (3) egyenletet a fenti feltételek mellett. Tegyük fel ismét, hogy a perturbáció-mező rotációmentes [(c) feltétel]. A művelet elvégzése után az alábbi összefüggést kapjuk:

$$\overline{\nabla^2 \Phi_h} = -\frac{C}{L-h} \cdot T(r), \quad (5)$$

ahol $c/(L-h)$ arányossági tényező, melyet részben [3] munkája, részben saját számításaink alapján 0,005-nek vettünk kísérleti jellegű számításainkban.

$T(r)$ a felszíni hőmérsékleti inhomogenitást jellemző függvény.

Próbaszámításainknál az alábbi $T(r)$ függvényeket használtuk:

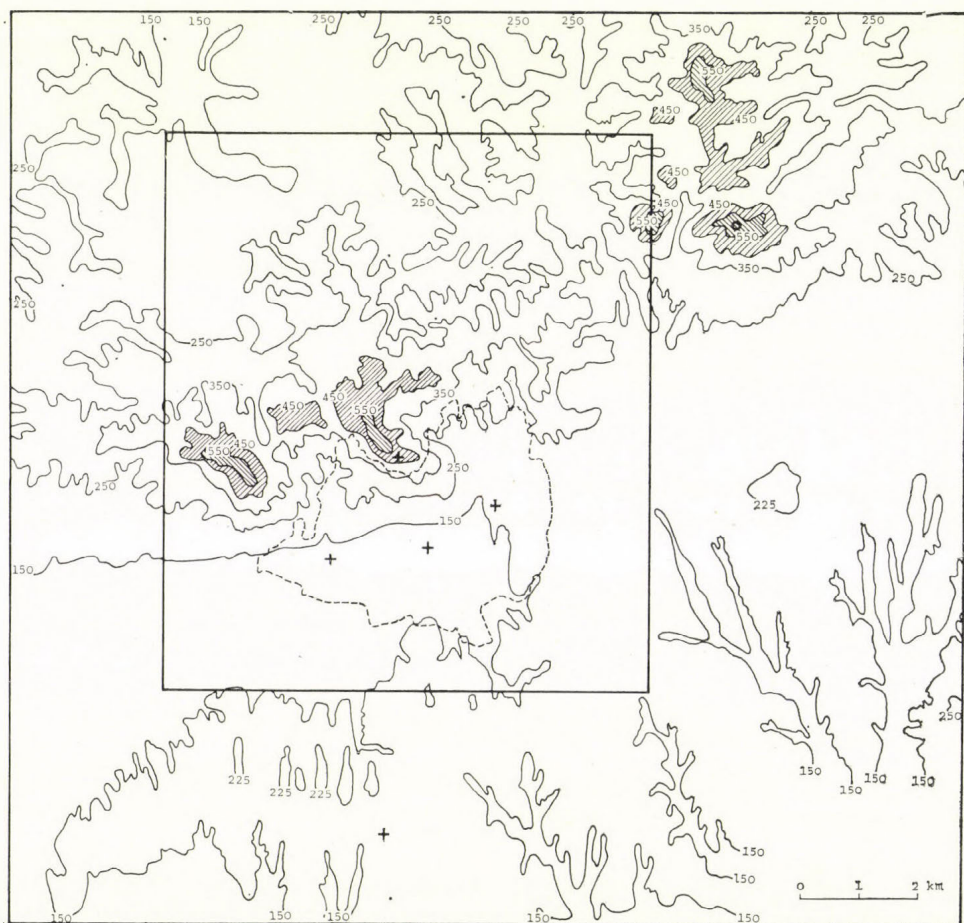
„háromszög”	$\begin{cases} T(r) = 1 - (r/2R), & \text{ha } r \leq 2R \\ T(r) = 0, & \text{ha } r > 2R \end{cases}$
„Gauss”	$T(r) = e \exp[-(\pi r/2R)]$
„hegy”	$T(r) = [1 + (\pi r/2R)^2]^{-1}$

ahol r a számítási pontnak a hősziget origójától mért távolsága, R a hősziget sugara.

Számítások

A véges különbségek alakjában felírt egyenletrendszer iterációs eljárás segítségével oldottuk meg. A programot FORTRAN nyelven írtuk és egy ICL 1905/E típusú gépen futtattuk. A konvergenciát a 35. iteráció után kielégítőnek ítéltük meg. (Újabb iteráció az eredő mezőben 1/100 m/s-nál kisebb eltérést okozott.) A kísérleti számításokat Pécsre és környékére hajtottuk végre (1. ábra). Az ábrán látható nagy négyzet 35×35 km-es területet határol. Ábráinkon a kis téglalapba eső számítási eredményeket adtuk meg. A számításokat 1 km-es rácsállandójú hálózatra végeztük.

A domborzati és a termikus hatás együttes vizsgálatát eddigi feltételeink teszik lehetővé. Állítsuk elő a domborzat által előidézett horizontális perturbáció-mező potenciál-mezőjét (Φ_d) és adjuk hozzá a hősziget hatás által előidézett potenciál-mezőt (Φ_h). Ha a $\Phi = \Phi_d + \Phi_h$ összegre alkalmazzuk a (c) feltételt, akkor az együttes perturbáció-mezőt kapjuk meg.

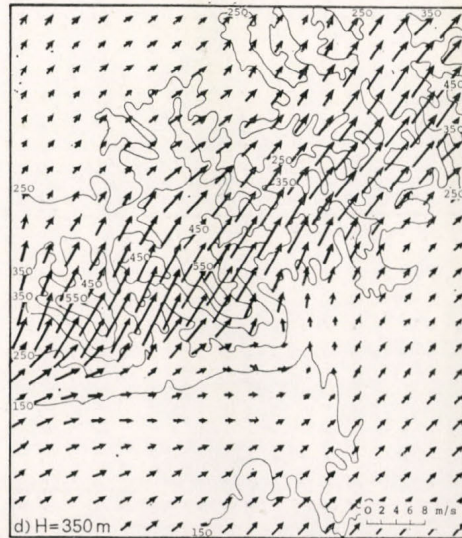
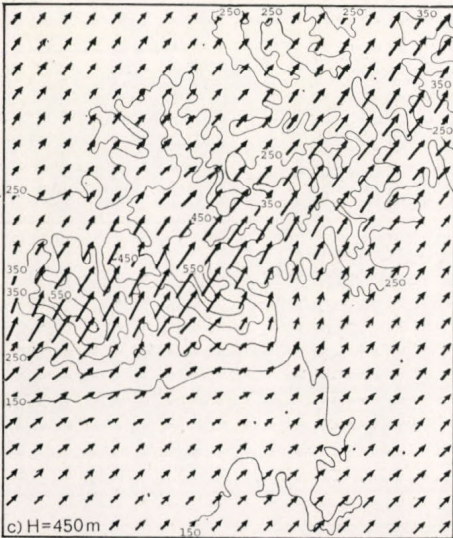
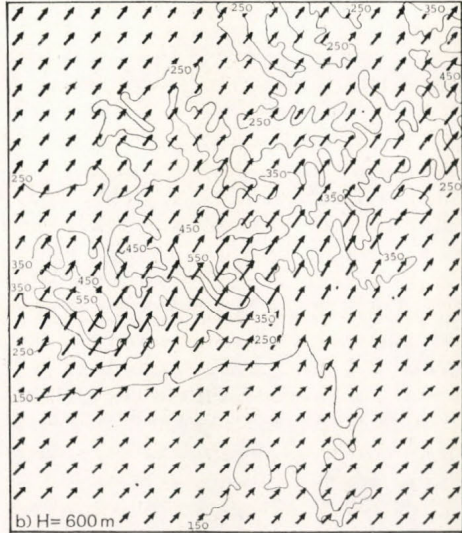
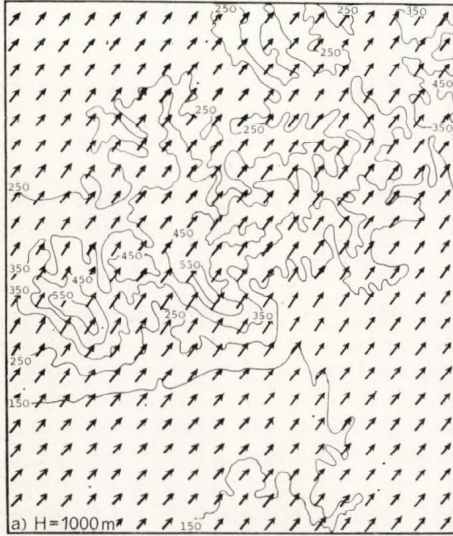


1. ábra: Pécs város és környékének domborzata. A szaggatott vonal a város, a nagy négyzet a számítás határát jelzi. A kis téglalap azt a területet határolja, amelyiket a további ábrákon az áramlási mező bemutatására használtunk

Bemenő adatok vizsgálata

A program *input* adatai a H magasság, a \bar{V}_{xy} átlagszélvektor, a h tengerszint feletti magasság és a hőszigetet jellemző függvény.

A H érték megválasztása alapvetően befolyásolja eredményeinket. Nagysága feltétlenül függ a szélesség vertikális változásától $\partial V/\partial z$, a geosztrófikus szélről V_g , a szél irányától (hegy felől vagy hegy felé fúj a szél), valamint a légkör termikus rétegződésétől. Azaz H értékét a



2. ábra: A szélmező a különböző magasságokon. A horizontális átlagszél DDNY irányú, 2,5 m/s sebességű

$$H = H\left(\frac{\partial V}{\partial z}, \frac{\partial \Theta}{\partial z}, V_g\right)$$

függvény alakjában kereshetjük.

Az irodalomban *Blackadar, Lettau* (idézve [4]-ben) a planetáris határréteg (ezen túl *PH*) vastagságát az alábbi alakban keresték:

$$H_{PH} = H(u^*, f)$$

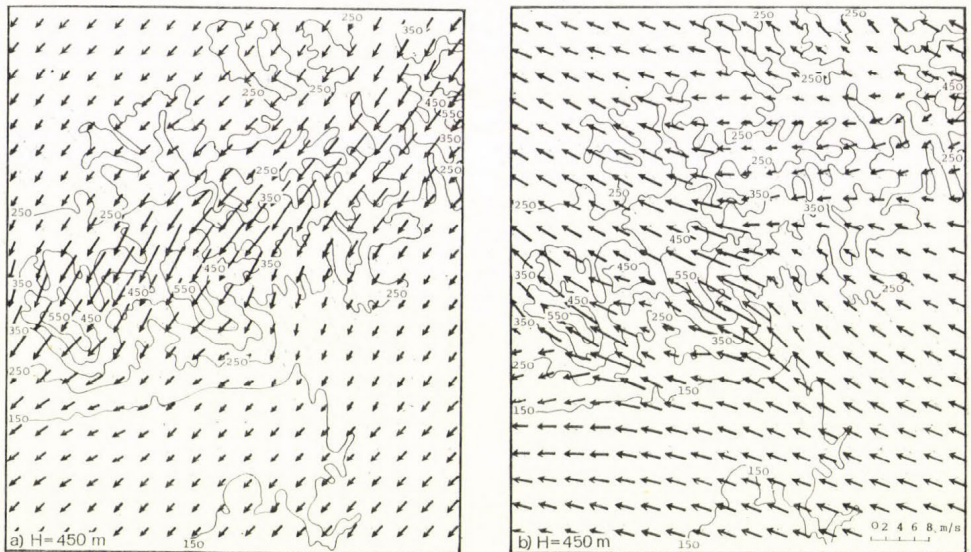
ugyanakkor *Lajzman* (idézve [4]-ben)

$$H_{PH} = H\left(V_g, \frac{\partial \Theta}{\partial z}\right)$$

függvényt talált megfelelőnek. A *PH* vastagságának meghatározására irányuló újabb törekvéseket *Wipperman és Etling* foglalták össze [9].

Ezek alapján arra jutottunk, hogy az általunk *H*-nak nevezett réteg vastagsága a *PH* vastagságával egyezik első közelítésben. A fenti hivatkozások alapján megbecsültük *H* lehetséges értékeinek intervallumát és ezen belül különböző értékek esetén a 2/a-d ábrán mutatjuk a számított szélmezőt. Az átlagszél a bemutatott négy esetben DDNY irányú, 3 m/s sebességű. (Megválasztásának nincs különösebb jelentősége.)

A 2/a. ábrán látható, hogy a horizontális átlagszél mezőben bekövetkezett változás nagyon kicsi, gyakorlatilag elhanyagolható. A maximális perturbáció értéke 0,4 m/s. A legnagyobb és a legkisebb sebességek különbsége 0,7 m/s. A maximális iránybeli eltérés 10°. Mivel a szélső helyzetek között az átmenet egyenletes ábránként teljesen homogén szélmező látszatát kelti. (Úgy véltük ezért alkalmas a többi ábrával összehasonlítva a változás szemléltetésére). A 2/b. ábrán már látható egy a mezőben fellépő „hullám”. Az áramlás eltér eredeti irányától. Az eltérés az ábra középső és felső részén feltüntetett hegyek hatá-



3. ábra: Szélmező, a) a horizontális átlagszél ÉÉNY irányú, 2,5 m/s sebességű, b) a horizontális átlagszél KDK irányú, 3 m/s sebességű

sára jött létre. A maximális perturbáció értéke 1,2 m/s, a legnagyobb és a legkisebb sebesség eltérése 2,1 m/s, a maximális irányváltozás 25°.

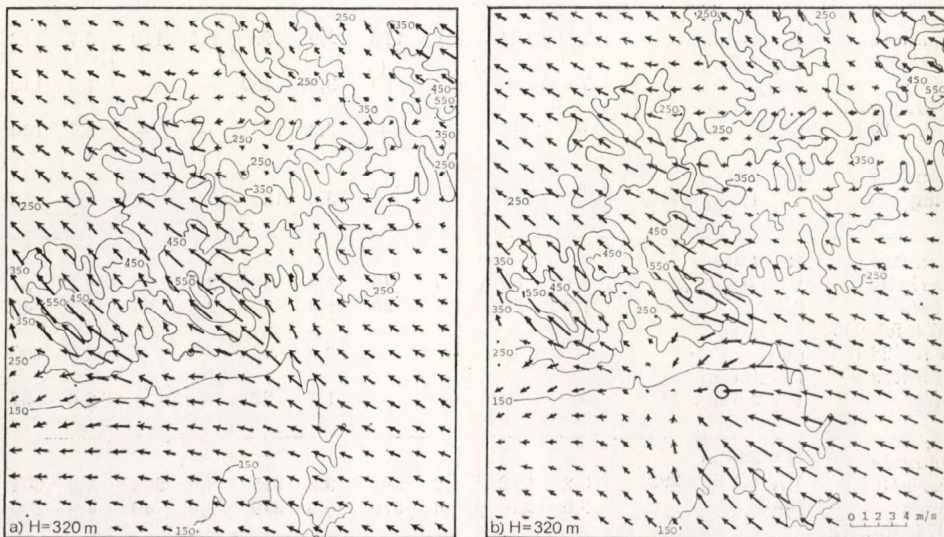
A hegyek eltérítő hatása már sokkal erősebben látszik a 2/c. ábrán. Az áramlás mintegy körülfolylja a hegyeket. A számítások során először itt merült fel, hogy mekkorának válasszuk a $(H-h)$ értékminimumát. Azt tapasztaltuk, hogy az 50 m-es érték választása elfogadható eredményeket szolgált. A hegyek feletti nagy szélsősebesség ennek a választásnak a következménye. Ha a $(H-h)$ értéket növeltük, a sebesség-csökkenés mértéke csekély volt a növelés mértékéhez képest. A maximális perturbáció 2,8 m/s. A sebességeltérés maximuma 4,8 m/s, a legnagyobb iránybeli eltérés 60°.

A 2/d. ábrán ($H=350$ m) a hegyek okozta módosulás tovább erősödik. Az ábra középső részén a feltorlódott levegő mintegy visszafelé folyik. A perturbáció maximális értéke 4,5 m/s, a legnagyobb és a legkisebb sebesség között az eltérés 8,2 m/s, a legnagyobb iránybeli eltérés 300°.

A horizontális átlagszél irányának változása eredményeinkben nagyon jól látszik. (3/a-b. ábra). A fenti két ábra bemutatásával nemcsak a modellnek az átlagszél irányváltozásával szembeni érzékenységét akartuk szemléltetni, hanem a hegyek eltérítő hatásának módosulását is. A 3/a. ábrán sokkal kisebb mértékű az áramlás megváltozása, mert a hegyvonalat iránya és a szélirány közel azonos. A 3/b. ábrán e két irány egymásra majdnem merőleges.

A h tszf. magasságot adott rácsponthoz az azt körülvevő 1×1 km-es rácshálózat átlagmagasságával adtuk meg. Lehetséges értékei: $125 \leq h \leq 500$ m.

Mint már említettük, a hősziget-cirkuláció figyelembevételére a legalkalmasabbnak a Gauss-féle függvényt találtuk. A 4/a-b. ábrán a hősziget hatását mutatjuk be. A 4/a ábrán gyenge KDK irányú szél domborzat hatására bekövetkező változását szemléltetjük. A hősziget-hatás figyelembevétele esetén erősen módosul az ábra alsó része, amint az a 4/b ábrán látható is. (A bekarikázott pont a hősziget origóját jelzi.)



4. ábra: a) Szélmező, a horizontális átlagszél KDK irányú, 1 m/s erősségű. b) A hősziget hatását tartalmazó szélmező. A horizontális átlagszél KDK irányú, 1 m/s erősségű. A hősziget origóját a bekarikázott nyíl jelzi. $R=1,5$ km, a hősziget intenzitás $1,5$ C°

Mérések és számítások összevetése

A KLFÍ Levegőkörnyezet Kutató főosztálya 1973–1974-ben kiterjedt méréseket végzett Pécsen. A mérések keretében 5 szélregisztrálót is alkalmaztunk. (Telepítési helyüket az 1. ábrán látható 5 kereszt jelöli. Az itt nyert adatokat értékeltük ki és vetettük össze számításainkkal.

A modell eredménye a $(H-h)$ rétegben átlagolt horizontális szélmező. Az összehasonlításához ezekből az átlagértékekből konkrét magassághoz tartozó értéket kell készíteni. Feltettük, hogy az adott esetben érvényes a logaritmikus szélprofil. Ezt integráltuk a $(H-h)$ rétegre és képeztük az átlagsebességet:

$$\bar{U} = \frac{H-h}{z_0} \int_{z_0}^H \left(u^* / \kappa \cdot \ln z / z_0 \right) dz$$

Az eljárást megfordítva, ha ismerjük az \bar{U} , z_0 , κ , $(H-h)$ értéket, előállítjuk az adott z szinthez tartozó sebességet. (z_0 értékét irodalmi adatok alapján vettük fel. Így a belvárosban $z_0 = 1$ [m] kifelé haladva a város szélén $z_0 = 0,6$ a reptéren pedig $z_0 = 0,3$).

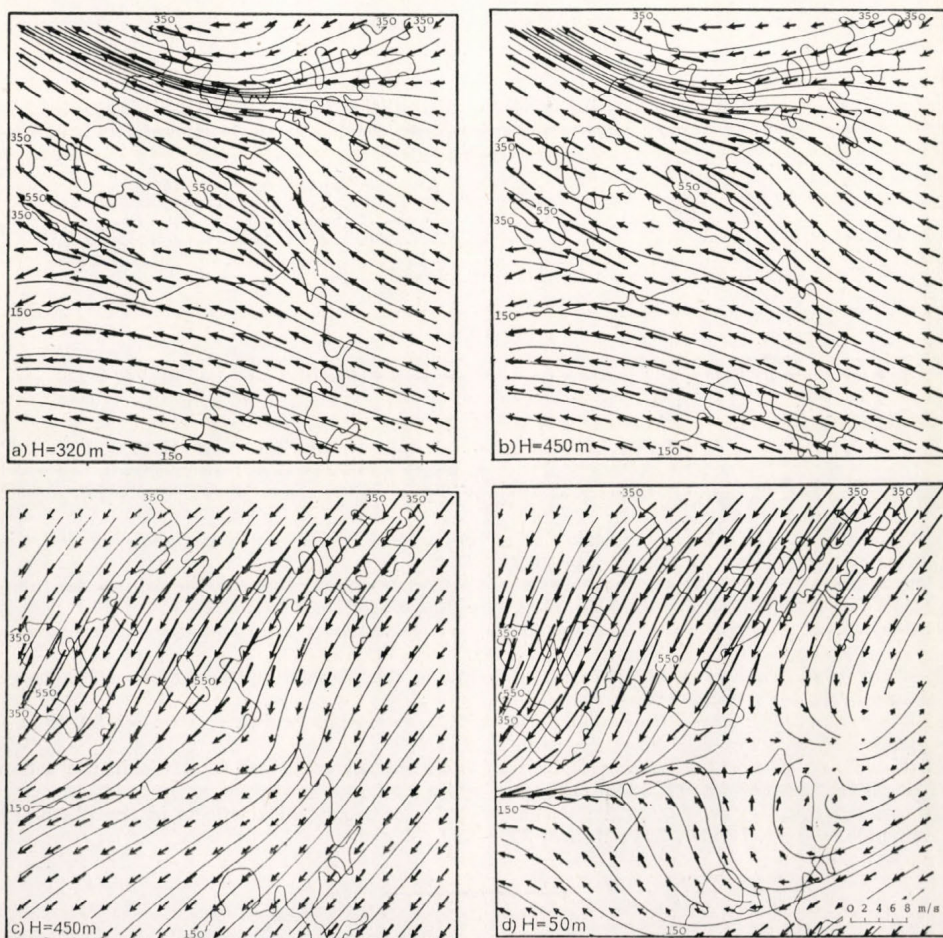
I. TÁBLÁZAT

A korrigált számítási eredmények és a talajszél adatok, valamint a számítási eredmények $(H-h)$ rétegre vonatkozó átlag) és a pilót adatok összehasonlítása

		1. állomás		2. állomás		3. állomás		4. állomás		5. állomás	
		[m/s]	[fok]	[m/s]	[fok]	[m/s]	[fok]	[m/s]	[fok]	[m/s]	[fok]
Számítás korrigált Mérés: 1974. jan. 10. 15 h – 19 h	H = 400 m V_{xy} 4,5 m/s 113° talaj	3	104	4,1	112	2,9	129	8,5	118	3,7	112
	pilót	3,4	80	5,2	90	3,5	130	–	–	4,5	110
Számítás átlag	H = 400 m V_{xy} 4,5 m/s 113°	–	–	–	–	3,6	129	–	–	4,5	112
Számítás korrigált Mérés: 1974. febr. 17. 17 h – 24 h	H = 450 m V_y 3,0 m/s 31° talaj	1,1	62	1,3	49	1,0	23	3,8	25	2,1	37
	pilót	1,3	70	1,7	30	1,9	20	2,9	90	2,7	40
Számítás átlag	H = 450 m V_{xy} 3,0 m/s 31°	–	–	–	–	2,6	80	–	–	2,8	100
Számítás korrigált Mérés: 1974. jún. 12. 4 h – 12 h	H = 320 m V_{xy} 4,5 m/s 293° talaj	3,2	282	4,3	291	3,2	315	8,5	304	3,9	301
	pilót	3,6	270	5,6	310	5,2	340	8,9	40	4,8	300
Számítás átlag	H = 320 m V_{xy} 4,5 m/s 293°	–	–	–	–	6,5	320	–	–	6,0	300
		–	–	–	–	5,8	315	–	–	4,5	301

Az összehasonlításához olyan helyzeteket választottunk ki a rendelkezésre álló egy évi adatsorból, amikor a stacionaritás feltétele közelítően teljesült. Ezekre az órákra átlagoltuk a reptéri adatokat és ezt vettük a V_{xy} horizontális átlagsebesség vektornak. (A mérési adatok szórása jelentéktelen volt a kiválasztás miatt.) Hasonlóan képeztük a többi mérési ponthoz tartozó értékeket is, amelyeket végül összehasonlítottunk a számítás korigált adataival (*I. tábl.*). Az eredményt tartalmazó *I. táblázatban* még megadtuk a rendelkezésre álló pilot adatok rétegre képezett átlagát is.

A számítások és mérések kielégítő egyezést mutatnak. Lényeges eltérés a hegyi állomás esetén az irányban van. Ezt a magassági szélfordulással magyarázzuk, amelyet az egyszerű modell nem képes visszaadni. Látható, hogy az eljárástól annál jobb eredményeket várhatunk, mennél alacsonyabbak a számítási területen előforduló hegyek. Ez egyben egy újabb megszorítást is jelent, de eltérően az eddigiektől, ez a felszínre, pontosabban a domborzat nagyságára vonatkozik.



5. ábra: A szélmező és a trajektóriák a különböző magasságokon. a) – b) a horizontális átlagszél KDK irányú, 3 m/s erősségű, c) – d) a horizontális átlagszél ÉÉK irányú, 2,5 m/s sebességű

Az áramlási mező előállítása

A légszennyeződési számításoknál nem elegendő csak a szélmezőt előállítani, hanem meg kell adni a szennyező anyagok áthelyeződését, azaz a trajektóriákat is. Ezért mi is megszerkesztettünk néhány áramlási mezőt, ezáltal ellenőrizve eljárásunk helyességét (5/a-d. ábra). Számításainkat stacionárius esetre végeztük, tehát a trajektória és az áramvonal egybeesik.

A trajektória számítási eljárás rövid lényege a következő:

A fizikai összefüggések között nagyon gyakori a távolság valamilyen hatványával fordítottan arányos kapcsolat. A feltétel szél esetén is kézenfekvő. Ezt a gondolatot fogalmazta meg *Wandell L.* [8] és alkalmazta mérési adatok kiértékelésére.

Képezzük az alábbi súlyozott átlagokat:

$$u_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^N u_k / r_k^2}{\sum_{k=1}^N 1/r_k^2}; \quad v_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^N v_k / r_k^2}{\sum_{k=1}^N 1/r_k^2};$$

ahol

u_k', v_k a k . számítási pontban a szélvektor horizontális komponensei,
 u_{ij}, v_{ij} az i, j ponthoz tartozó interpolált szélvektor horizontális komponensei,

r_k a k . számítási pont és az i, j pont távolsága,
 N az interpolálásban figyelembe vett számítási pontok száma.

A számításainkat s az áramlási mező előállítását HP 9810A típusú gépen végeztük el. Az átlagolási időnek 10 percet vettünk.

IRODALOM

- [1] *Anderson, E. G.* (1971): Mesoscale influences on wind fields. *J. App. Met.* 10, 377–386
- [2] *Bhumralkar, M.* (1973): An observational and theoretical study of atmospheric flow over a heat island. *Monthly Weath. Rev.* 101, 719–745
- [3] *Findlay, F., Hirt, S.* (1969): An urban-induced mesocirculation. *Atm. Env.* 3, 537–542
- [4] *Hanna, S. R.* (1969): The thickness of the planetary boundary layer. *Atm. Env.* 3, 519–536
- [5] *Olfe, B., Lee, R.* (1971): Linearized calculations of urban heat island convection effect. *J. Atm. Sci.* 28, 1374–1388
- [6] *Raymond, D. J.* (1972): Calculation of airflow over an arbitrary ridge including diabatic heating and cooling. *J. Atm. Sci.* 29, 837–843
- [7] *Vukovich, M. F.* (1973): A study of the atmospheric response due to a diurnal heating function characteristic of an urban complex. *Monthly Weath. Rev.* 101, 467–474
- [8] *Wendell, L. L.* (1972): Mesoscale wind fields and transport estimates determined from a network of wind towers. *Monthly Weath. Rev.* 100, 565–578
- [9] *Wipperman, F., Etling, D.* (1975): The height of the planetary boundary layer. *Beiträge zur Physik der Atm.* 48, 250–254
- [10] *Wong, K.* (1972): Three dimensional effects in flow over mountains. *J. Atm. Sci.* 29, 1223–1229
- [11] *Wuerch, D. E.* (1972): An investigation of the resultant transport wind within the urban complex. *J. App. Met.* 11, 1346–1350
- [12] *Yordanov, D., Godev, N.* (1973): Parametrization of orographical effects in the planetary boundary layer. *Bound.-Lay. Met.* 5, 309–320.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám. 1977. szept.—okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No. 5 September—October 1977 Budapest

A meteorológia és hidrológia kapcsolatai Magyarországon*

JAKUS EMMA, *Központi Meteorológiai Intézet, Budapest*

A Meteorológiai Világszervezet (WMO) fennállásának 10. évfordulóján 1960-ban határozta el, hogy a meteorológiai világegyezmény 1950-ben történt életbeléptetésének napját, március 23-át meteorológiai világnappá nyilvánítja. A határozatot az ENSZ is elfogadta és így módon az 1977. évben a XVII. Meteorológiai Világnapot ünnepeljük.

A meteorológiai világnapok kiemelik tudományunk globális fontosságát és felhívják a közvélemény figyelmét a meteorológia széles körű közreműködésére az emberi tevékenység szinte valamennyi területén. A világnapok témái, azon túl, hogy tudományunk alapvető problémáit érintik, egyben az ember globális méretű gondjaira utalnak, amelyeknek megoldásában résztvenni a meteorológiának hivatása és mindennapi kötelessége. A fenti gondolatok szellemében több alkalommal került a világnapok reflektorfényébe a meteorológia és a mezőgazdaság kapcsolata, a meteorológia és gazdasági hasznossága vagy az ember és környezetének témája.

A XVII. Meteorológiai Világnap témája 10 év után ismét az „*Időjárás és víz*”. Ez a kitüntetett figyelem nyilván nem véletlen. A korlátlan és korlátlanul kihasználhatónak tűnő természeti adomány, a tiszta víz, napjainkban olyan természeti erőforrás és létfeltétel, amellyel ésszerűen gazdálkodni mind globális, mind regionális léptékben szükségszerűséggé vált.

A vízzel kapcsolatos tudományok közül a meteorológia legszorosabban a hidrológiához, ahhoz a földtudományhoz kapcsolódik, amely a földfelszíni és felszín alatti víz mozgásával foglalkozik. A hidrológiai ciklus – a víz földi cirkulációja – a két tudomány kapcsolatának természetes

alapja. A ciklus légköri ágának – a szilárd, a folyékony és gáznemű halmazállapotú víz – mozgás folyamataival a meteorológia foglalkozik.

A természet rendszerének megfelelően a két tudomány szoros kapcsolata kifejezésre jut a Meteorológiai Világszervezet organizációjában és tevékenységében is. A szervezet nyolc Technikai Bizottságából az egyik, a Hidrológiai Bizottság az, amely felelős a hidrológiai és vízgazdálkodási programokért. A Bizottság tevékenysége közismert a szakközvélemény előtt. Ezúttal elég talán, ha a Hidrológiai Dekád eredményeire utalunk, vagy a számos munkacsoportot említjük, amelyek az operatív vagy a kutatómunka területét érintik, a megfigyeléstől az adatfeldolgozáson és a tudományos értelmezésen keresztül egészen az előrejelzésig.

Nem feledkezhetünk meg a Világszervezet technikai segélynyújtási programjairól sem, amelyek sok fejlődő országban teremtik meg a tudományos vízgazdálkodás alapjait, hozzák létre a hidrológiai és hidrometeorológiai megfigyelést és a szükséges organizációt.

A Világszervezet jelenleg komoly erőfeszítéseket tesz, hogy a Világméretű Időjárásmegfigyelő Rendszer (WWW) lehetőségeit az operatív és a tudományos hidrológia szolgálatába állítsa. Nem kisebb jelentőségű azonban a társtudományok számára a meteorológia tudományának általános fejlődése sem. A meteorológia ugyanis csak akkor nyújthat kellő alapot a társtudományoknak vagy szolgálhatja a társadalom sokirányú tevékenységét, ha egyidejűleg tudományként továbbfejlődik.

Ezt a továbbfejlődést szolgálja a Világszervezet által kezdeményezett és 1967-ben létrehozott Globális Légkörkutató Program (angol rövidítésével) a GARP, amely a Világ Időjárásmegfigyelő Rendszer (WWW) kutatási ágaként a Meteorológiai Világszervezet fő kutatási tevékenységét jelenti.

* Az MMT ünnepi ülésén, 1977. március 24-én elhangzott előadás

A GARP legfőbb tudományos célkitűzése a légkör viselkedési modelljének matematikai-fizikai leírása és ezzel az időjárás rövid, közép- és hosszú távú előrejelzésének lényeges megjavítása. A GARP lényegében alkalmazott kutatási program, méretei azonban olyan dimenziójúak, hogy még a legnagyobb országok kapacitását is meghaladják. Ez a világméretű kutatási összefogás valószínűsíti azt, hogy a program kitűzött céljait megvalósítja. A hidrológia, különösen a vízjárás és az árvizek rövid és hosszabb távú előrejelzése, de a vízgazdálkodás számos más területe: az energiazdálkodás, a víztárolás és öntözés, az ipar és a lakosság vízellátása is jelentős haladást érhet el a GARP-program sikeres végrehajtása esetén.

Noha a meteorológia tárgyánál fogva globális méretekben kell, hogy gondolkodjunk, ugyanakkor – szerte a világon – nemzeti feladatainak is meg kell felelnie. A XVII. Meteorológiai Világnap ünnepi témája kiváló alkalom a magyar meteorológia és hidrológia számára, hogy lételemünkkel, a vízzel kapcsolatos közös tevékenységét áttekintse.

A magyar meteorológia és hidrológia kapcsolatai e tudományok hazai fejlődésének már a kezdetén – a múlt század végén – kialakultak. Természetes is volt ez egy olyan országban, ahol a termőföld jelentős részét a szeszélyes vízjárású folyók árterületeiből kellett kialakítani. A magyar meteorológiai megfigyelések és az egész szolgálat fejlődése szorosan összefüggött az egykori földművelési minisztérium Vízrajzi Osztályának fejlődésével. A századfordulóra a magyar klimatológia már 30 év megfigyelési alapján írta le az ország csapadékvizonyait, amely a legfontosabb orientációk egyike a vízepítő mérnök és a folyók vízjárását tanulmányozó, az árvízi védekezést irányító hidrológus számára. A két tudományág jeles képviselői szorosan együttműködtek és ez hasznára vált az ország küzdelmének a vízzel és a vízért. Emlékeztünkbe kell idéznünk ebből az alkalmából *Bogdánfy Ödönt*, a kiváló mérnököt és hidrológust, *Homoródi Anderkó Aurélt*, a szinoptikus és dinamikus meteorológust, akik kölcsönösen megértették a két tudomány szoros kapcsolatait. Ennek nemcsak közös konstrukciójuk az *Anderkó – Bogdánfy-féle* súlyombrográf a bizonyítéka, hanem *Anderkó* csapadékklimatológiája és *Bogdánfy* klasszikus könyvének meteorológiai fejezete. Ez nemcsak a szükséges alapismereteket foglalta össze, hanem már akkor felismerte a meteorológia egyéb területeinek, nevezetesen a szinoptikus meteorológiai ismereteknek szükségszerű bevonását a hidrológiai jelenségek értelmezésébe. Így volt lehetséges,

hogy az árvizeket okozó időjárási helyzetek sémáira először *Bogdánfy* hívta fel a figyelmet és írta le ezeket a helyzeteket a korabeli szinoptikus meteorológia szintjének megfelelő, korszerű interpretálásban.

A magyar meteorológia és hidrológia természetes kapcsolatainak folytonossága a későbbi évtizedekben is megmaradt. A kérdés csupán annyi: hogy mindig elegendően széles körűek voltak-e ezek a kapcsolatok és kihasználták-e az összes vagy a szükséges érintkezési lehetőséget a két tudomány között. Úgy véljük, a kapcsolatok e folytonos függvényének ha voltak is hullámvölgyei, szakadása nem lehetett soha, már csak kutatási tárgyunknak, a víznek folytonos cirkulációja miatt sem. A légköri és a felszíni ág egyetlen körfolyamatot alkot. Előző hasonlatunknál maradva ha függvényünknek a VII. Meteorológiai Világnap óta eltelt szakaszát tekintjük, a függvény menetében folytonosan növekvő tendenciát állapíthatunk meg. A növekedés több tényezővel függ össze. Mindenekelőtt meghatározza mindkét tudományág társadalmi determináltsága, mivel egyre nagyobbak azok a gazdasági és társadalmi igények és elvárások, melyeket tudományainknak ki kell elégíteniük. A növekedés második tényezőjeként kell említeni, a tudományaink funkcionális műveléséért felelős intézményeket, amelyek megteremtik a tárgyi, személyi és szervezeti feltételeket arra, hogy kielégíthessük a társadalmi igényeit. Végül a két tudomány belső fejlődése is eljutott arra a szintre, hogy a gyakorlat kihívásainak egyre szélesedő spektrumban feleljen meg.

A meteorológia és a hidrológia határterületén egy új tudomány a *hidrometeorológia* is kialakult, amely a hidrológiai ciklus légköri és szárazföldi ágának kölcsönhatásaival foglalkozik. A gyakorlatban széleskörűen felhasználja a meteorológia különböző eredményeit hidrológiai problémák megoldásához. Ezen az új területen számos új eredmény született. Elég talán ha emlékeztetünk a különböző víz-háztartási vizsgálatokra, amelyek tavaink védelmét és jobb felhasználását szolgálják, vagy az öntözés problémáihoz nyújtanak tudományos alapot. Idézhetnénk a különböző statisztikai vizsgálatokat is, amelyek a különböző tér-idő léptékű csapadékeloszlást hidrológiai célra alkalmas formában interpretálják. A mai nap ünnepi témája azonban az „időjárás és a víz”, ezért megengedhető, hogy nagyobb figyelmet szenteljünk az időjárással közvetlenül összefüggő meteorológiai és hidrológiai kérdéseknek.

Az emlékezetes 1970-es tiszai árvíz levonulása után, főként hidrológiai oldalról merült fel az az igény, hogy szükséges

volna Magyarország két fő folyója árhullámainak meteorológiai és hidrológiai okaira alaposabb választ adni. A probléma felvetésénél fény derült arra a sajnálatos körülményre, hogy a szinoptikus meteorológia eredményeit nem használták fel kellő mértékben folyóink vízjárásának tanulmányozásához. Az is kitűnt, hogy az árvizeket előidéző időjárási rendszerek nem ismeretesek. E tények feltárása nyomán indult meg az a szinoptikus hidrometeorológiai kutatás, amelynek eredményeként az árhullámkeltő csapadéktevékenység időjárási típusait leírtuk. Meghatároztuk a szóban forgó típusok éven belüli eloszlásának várható valószínűségét, a típusok halmozódásának lehetőségeit és előállítottuk a típusok 24 órás maximális csapadékhozamait a két vizsgált folyó vízgyűjtőterületeire. E kutatás keretében alkalmaztuk a csapadéknak – a Meteorológiai Világszervezet által is javasolt – terület-magasság-tartam (*t-m-t*) analíziseit. Ez az eljárás lehetővé teszi a csapadék térbeli és időbeli együttes áttekintését. Az eredményül kapott *t-m-t* grafikonok 55 tiszai és 39 dunai árhullám kialakító és kísérő csapadéktevékenységét ábrázolják és teszik alkalmassá a különböző összehasonlító vizsgálatokra. A csapadékciklus szinoptikus módszerekkel történő maximalásával választ adtunk olyan gyakorlati kérdésre, hogy lehet-e pl. az 1970-es tiszai, vagy az 1965-ös dunai árvíznél nagyobb árvíz is. Mindkét folyóra ki-mutattuk, hogy ennek meteorológiai feltételei megvannak.

Az időjárás és a víz témájáról szólva, végül említést kell tennünk a két tudomány előrejelzési kötelezettségeiről. Az előrejelző hidrológustól a gyakorlat mind a vízhozam, mind az árvízi figyelmeztetések és előrejelzések terén nagyobb pontosságot és a lehető legnagyobb időelőnyt követeli. Lényeges javulást, különösen az időelőny vagy a várható tendenciák tekintetében a hidrológus a csapadék-előrejelzések javulásától vár.

A rövidtávú csapadék-előrejelzés két fő kérdése: lesz-e a következő 12–24 órában egy adott helyen vagy területen csapadék? Mennyi csapadék lesz a szóban forgó

helyen vagy területen? Az első kérdésre a nagy méretű légköri folyamatok ismerete alapján sikeres prognózisok adhatók. Kisebb területre már csak rövidebb időtartamra és a mezo-rendszerek ismeretében várható jó prognózis. A második kérdésre csak a fejlett országokban képesek rutinszerűen választ adni. Ezek az előrejelzések azonban sokszor nem elégítik ki a gyakorlat, különösen a hidrológiai felhasználás igényeit. Ezért számos feldolgozással, valamint radarok felhasználásával kell kiegészíteni azokat, hogy alkalmassá váljanak vízgazdálkodási, vízhozam-előrejelzési vagy árvédelmi célokra.

A várható csapadékmennyiség előrejelzésére irányuló kutatások hazánkban az 1960-as évek óta folynak. Jelentős előrehaladást azonban 1974 óta sikerült elérnünk, amikor az Országos Vízügyi Hivatal ösztönzésére és támogatásával, a hidrológiai cél figyelembevételével új irányokból indult meg a kutatás. Azóta két előrejelzési modell kidolgozására került sor. Ezek az eljárások a várható 12–24 órás csapadékmennyiséget a Duna és a Tisza 18 részvízgyűjtő területére, területi csapadék-átlagok formájában adják meg. Az egyik kipróbált eljárás az objektív kiértékelések szerint – az egyes részvízgyűjtő területektől függően – az előrejelzések beválása 65–90% között ingadozik. A leggyengébb előrejelzéseket az Inn vízgyűjtőjére, a legjobbakat a magyarországi vízgyűjtőkre kaptuk. A második modell az előzőnél jobb eredményeket ígér.

A modellek tökéletesítése jelenleg is folyamatban van. A két modell, kiegészítve a tervezett radarok nyújtotta információkkal együtt lehetővé teszi egy komplex, rövid és ultrarövid távú hidrometeorológiai előrejelzési operatív rendszer kialakítását.

A rövid ünnepi előadás nem térhetett ki a meteorológiai hidrológiai kutatások és kapcsolatok számos területére. A néhány érintett témával csak bepillantást kívántunk nyújtani azokról a törekvésekről, amelyekkel a meteorológia világszerte és hazánkban is közreműködni kíván a hidrológiai problémák megoldásában.

IDŐJÁRÁS

Az Országos Meteorológiai Szolgálat folyóirata. 81. évf. 5. szám. 1977. szept.—okt.
Journal of the Meteorological Service, Vol. 81 No 5 September—October 1977 Budapest

A síkvidéki vízrendezés problémái*

KIENITZ GÁBOR, *Vízgazdálkodási Tudományos Központ, Budapest*

A hidrológusnak kell azokra a gyakorlati kérdésekre válaszolnia, amelyek a vízügyi létesítmények méretezését és üzemelését lehetővé teszik. A hidrológiai körfolyamat viszont, amelynek tanulmányozásával e kérdéseket meg tudjuk közelíteni, alapvetően összefügg a meteorológiai jelenségekkel, így a meteorológia és a hidrológia egymással szorosan összefonódó tudományok, amelyeknek eredményei együttesen szolgáltatják a mérnököknek azokat az adatokat, amelyek alapján gyakorlati tevékenységüket kifejtethetik.

Előadásomban a meteorológia és a hidrológia egymásba fonódását egy nagyon jelentős hazai problémán keresztül szeretném bemutatni: a síkvidéki vízrendezés, vagy hagyományos elvezetéssel, a belvízrendezés problémáján keresztül. Ennek aktualitását éppen az idei 1977. év nagy belvizei adják meg.

A lefolyás általánosságban válasz a csapadékra, a vízgyűjtő reakciója. A lejtős területeken, ahol biztosítva van, hogy a víz szabadon mozoghat előbb a domb- és völgyoldalakon, majd pedig a természetes medrekben megtalálja útját a vízgyűjtő kifolyási pontja felé, ez a reakció *spontan*, a víz összegyülekezése *szabad*. Ezzel szemben a sík területen, ahol a térszín esése jelentéktelen és a felületet számos, méreteiben nagyon különböző és rendszertelenül egymáshoz kapcsolódó helyi mélyedés alkotja, lefolyási reakciót csak az emberi tevékenység, levezető rendszerek kialakítása tud kiváltani, s ezért a víz összegyülekezését *befolyásolt*nak nevezzük. Ez a helyzet a Magyar Alföldön is.

Az Alföld vízrendezését elődeink kezdték meg a múlt évszázadban, az ő munkájukat folytatjuk állandóan, igyekezve a mezőgazdasági termelés által megszabott,

egyre növekvő követelményeket kielégíteni.

Az elmúlt évszázad vízügyi tevékenységét vizsgálva azt tapasztaljuk, hogy a belvízkárok elhárításával kapcsolatos ténykedés mindig megélenkült a nedves években, majd ellanyhult a szárazabb években. Az utóbbi évtizedekben viszont fokozódó műszaki előrelátás jellemzi a belvízkárelhárítást. Ez abból áll, hogy folyamatosan fejlesztjük és tartjuk jó állapotban belvízi létesítményeinket, függetlenül attól, hogy éppen szárazabb vagy nedvesebb periódusban vagyunk-e.

Szükséges figyelemmel kísérni a belvízzel kapcsolatos tényezők alakulását annak érdekében, hogy a jelentősebb károk elhárítására időben felkészülhessünk. E tényezők pedig meteorológiai tényezők, amelyek jelentkezése, ill. egybeesése szabja meg, hogy milyen mértékben keletkeznek károkat okozó belvizek, amelyek eltávolítását gondoskodnunk kell.

A Tiszántúl jellegzetes, kötött talajú területeinek belvízképződésére egy jellemzőnek tekinthető terület adatainak elemzéséből kívánok következtetni. Ez a 22 000 ha kiterjedésű Peresi Holtág öblözete, mely a Hármaskörös jobb partján, a Hortobágy-Berettyó fősatorna szögletében fekszik. Talaja felerészben agyag és agyagos vályog, felerészben pedig művelésre részben alkalmatlan szikes. Az öblözet levezető rendszerén lefolyó vízmennyiségek jó közelítéssel meghatározhatók. Az öblözet hidrológiai, és ezzel párhuzamos mezőgazdasági megfigyelése 1956 óta folyik, de az ezt megelőző időszak viszonyait is feltárták, egészen a századfordulóig visszamenőleg.

Megjegyzem, hogy az Alföld laza, homokos területein a belvízkeletkezés folyamata más tényezőkkel áll kapcsolatban, mint amilyenekkel én most foglalkozom (pl. a Duna-Tisza-köze déli részén), de a döntő jelentőségű belvizes területek kötött talajúak, s mondanivaló ezekre érvényes.

* Az MMT ünnepi ülésén, 1977. március 24-én elhangzott előadás

Belvizek az év bármelyik szakában előfordulhatnak, de az igazán veszélyesek azok, amelyek a tél végén keletkeznek, ugyanis tömegüket tekintve ezek a legnagyobbak és ezek érintik a legnagyobb területeket is. A következőkben ezek meteorológiai hátterével foglalkozom.

A belvízkáros évek – noha nem ismétlődnek semmiféle szabályszerűséggel – bizonyos csoportosulásban fordulnak elő. Kísérreljük meg a nagy belvizek kiváltó okai közül azoknak a tényezőknél a kiválasztását, amelyek hasonlóan szélsőséges értékeket mutattak.

A tél végi – tavaszi belvizek keletkezésével kapcsolatban beszélhetünk közvetett és közvetlen kiváltó tényezőkről.

A *közvetett tényezők* a talajfelszín állapotát határozzák meg arra az időre, amikor a belvizet kiváltó csapadék a területre jut. Két ilyen tényező van, mégpedig az *őszi csapadékmennyiség*, amely a felszíni talajrétegeket telíti, valamint a *téli fagy*, amelynek bekövetkezésétől, illetve elmaradásától függ, hogy az említett talajtelítettség konzerválódik-e a télvégi időszakra, vagy sem. Az őszi csapadékot a szeptember – október – november havi összecsapadékkal a téli fagyot pedig a december – január – február havi középhőmérséklettel jellemezzük.

A *közvetlen tényezők* közül a télvégi-tavaszi időszakban kettőnek van döntő jelentősége; mégpedig a *hótakaró vastagságának* (a tárolt vízmennyiség miatt), *összefüggésben az olvadás ütemével*, továbbá az *olvadással egyidőben*, és az *azt követően lehulló csapadék mennyiségének*.

A két közvetett és a két közvetlen kiváltó tényező meg nem határozható arányban egyaránt részt vesz a télvégi-tavaszi belvizek létrehozásában. A négy tényezőt eddig nem sikerült egyetlen tényezőre visszavezetni. Kétségtelen, hogy a meteorológiai jelenségek között van összefüggés és ezek talán visszavezethetők pl. a napfolttevékenység változására. A négy tényező viselkedését gyakorlatilag egymástól függetlenül kell szemlélnünk. Bármelyik tényező kedvező vagy kedvezőtlen alakulása egy évben leronthatja vagy feljavíthatja a többi tényező hatását. Az összes tényező aránylag kedvezőtlen értéke veszedelmes belvízi helyzetet teremthet.

Összehasonlító és elemző vizsgálataink alapján a következőket állapíthatjuk meg:

1. Ha a négy tényező bármelyike szélsőséges értéket mutat, már előfordulhat belvízkár.

2. Az egyes tényezők szélsőséges értékei minden látszólagos szabály nélkül következnek be: talán annyit lehetne rögzíteni, hogy általában egymást követő években vannak minden tényezőnek kedvezőtlen-

nebb értékei. E két tételt egybevetve megállapíthatjuk, hogy bármely évben bekövetkezhet belvízkár valamelyik tényező miatt, esetleg több tényező kisebb mértékű kedvezőtlenége miatt.

3. Jelentősebb belvízkárok általában csak akkor következnek be, ha legalább három tényezőnek van az átlagosnál lényegesen kedvezőtlenebb értéke.

4. A 3-ban vázolt helyzet általában több egymást követő évben be szokott következni, de úgy, hogy közben előfordulhat egy-két olyan év is, amikor nem volt lényegesebb belvízkár. A vizsgált évsorozatban ilyen rendkívüli évjáratok voltak 1919–24, 1939–42, valamint 1966–68 között.

A belvízkáros évek tehát bizonyos meteorológiai helyzetekben következnek be. E helyzetek bekövetkezésének az előre tudása a belvízvédekezés megszervezése szempontjából óriási jelentőségű és igen közvetlen módon mutatja a meteorológia és a hidrológia kapcsolatát egymáshoz. Azokat az adatokat, amelyeket a meteorológiai előrejelzés ad, a hidrológus már saját eszközeivel dolgozza fel és ily módon tud a gyakorlati mérnök számára fontos információkat adni. Ezek az eszközök a hidrológia matematikai modelljei, amelyek segítségével – többek között – hidrológiai előrejelzést lehet adni. A síkvidéki, befolyásolt víz-összegyűlekezés modelljét az elmúlt években dolgoztuk ki, s ennek segítségével ún. „real-time forecasting”-ot, azaz valóságos előrejelzést is tudnánk adni megfelelő, előrejelzett meteorológiai adatok birtokában.

Ez a modell az EXPRE-DRAINAGE számítógépi program segítségével alakítja át a csapadékot lefolyássá. Az első program, az EXPRE, napi időegységekben számolva egy egyszerű vízháztartási egyenletet old meg: kiszámítja, hogy a csapadékból mennyi párolog el, mennyi szivárog be a talajba, s végül mennyi víz gyűlik össze a felszín mélyedéseiben. Ez utóbbi folyik aztán be a csatornába, s távozik el végül is a belvízöblözetből. Ezt a folyamatot már a DRAINAGE-program számítja. Mindkét program a fizikai hidrológiában feltárt matematikai összefüggésekből épül fel és bizonyos paraméterek meghatározásával alkalmazható egy-egy síkvidéki vízgyűjtőre.

Befejezésül még egyszer hangsúlyozni szeretném, hogy – mint azt a síkvidéki vízrendezés bemutatott esete is bizonyítja – a hidrológia tudományától várható, a gyakorlat számára értékes eredmények nagymértékben függenek a meteorológiai előrejelzés fejlődésétől. A tudomány e két ágának együttes fejlődésétől várhatjuk tehát, hogy a vízgazdálkodás sokrétű feladatait egyre jobban tudjuk megoldani.

ESSENWANGER, O. M.: *Applied Statistics in Atmospheric Science. Part A. Frequencies and Curve Fitting (Alkalmazott statisztika a légköri tudományokban. A. rész: Gyakoriságok és görbeillesztés)*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York, 1976, 412 oldal, 17 ábra és 37 táblázat.

Mind elvi, mind pedig gyakorlati okok miatt a meteorológiában nagyon gyakran kerül sor a matematikai statisztika eredményeinek és módszereinek alkalmazására. Mindez híven tükröződik a meteorológiai szakirodalom tematikus összetételében: az alkalmazott statisztikával foglalkozó művek aránya szembeötlő. A gazdag választék most *O. M. Essenwanger* kétkötetesre tervezett monográfiájával gyarapodott, amelynek a közelmúltban megjelent első része a jelen ismertetés tárgya.

A terjedelmes kötet mindössze négy fejezetből áll, amelyekhez a *Gauss*-féle eloszlás sűrűség- és eloszlásfüggvényének táblázata, a 349 hivatkozásból álló irodalomjegyzék, valamint a részletes név- és tárgymutató csatlakozik.

Mint bevezetőjében a szerző hangsúlyozza, művét nem bevezető jellegűnek, hanem korábbi, a statisztika alapfogalmait tárgyaló könyve (*Essenwanger, O. M.*, 1974. *Elements of Statistical Analysis. World Survey of Climatology*, 3, Elsevier, Amsterdam) alkalmazási feladatokat részletesen vizsgáló szerves folytatásának szánta. Ennek megfelelően az első – bevezető jellegű – fejezet a könyvben felhasználásra kerülő fogalom – és jelölésrendszer tisztázására szolgál.

A terjedelmében is jelentős második fejezet a gyakorisági eloszlásokat és eloszlás-családokat tárgyalja a meteorológiai szakirodalomban szokatlan részletességgel és teljességgel.

A fejezet elején az urna-modell segítségével megismerkedhetünk a hipergeometrikus eloszlással, amelyet a lognormál eloszlás származtatása és vizsgálata követ. A meteorológiában ritkán kerül sor alkalmazására, de a teljesség kedvéért a klasszikusnak tekinthető *Cauchy*-féle eloszlás is bemutatásra kerül. A matematikai statisztikában elméleti feladatok megoldására gyakran használt, a normális eloszlásból meglehetősen bonyolult módon származtatható béta-eloszlás kevéssé ismert a meteorológusok előtt, ezért bevezetése és elemzése szükségszerű és hézagpótló.

A gyakorlatilag fontos speciális eloszlások jelentős hányada formálisan egységes módon származtatható oly módon, hogy sűrűségfüggvényeik egy közöséges differenciál egyenlet megoldásainak tekinthetők. *O. M. Essenwanger* könyvében a *Pearson*-család tizenkét típusa kerül felsorolásra, majd ezt követően az első típusba tartozó *U*-eloszlásról külön is olvashatunk.

Valószínűségi vektorváltozók leírására a többváltozós eloszlások alkalmazhatók. A szerző példákkal gazdagon illusztrálva mutatja be a kétváltozós *Gauss*-féle és a hozzá közel álló eloszlásokat és azok karakterisztikáit.

Röviden, de a szükséges részletességgel szerepel a fejezetben az exponenciális, a logaritmikus, valamint a meteorológiai szakirodalomban gyakorlatilag teljesen ismeretlen négyparaméteres *Weibull*-féle és hiper-gamma eloszlás.

A légköri adatok feldolgozásakor gyakran találkozunk azzal a jelenséggel, hogy a mérési eredményeket a mérőeszköz mérési határai korlátozzák. Ennek figyelembe vétele a csonkított eloszlások felhasználásával történhet. Úgyszintén a meteorológiai gyakorlat hozza magával azt a körülményt, hogy bizonyos esetekben mintáink nem tekinthetők egyetlen populációból származóknak. Ilyen esetekben kevert eloszlások alkalmazása vezet az adat-együttesek statisztikai tulajdonságainak helyes leírásához. A fenti két eloszlás csoport bemutatása után a fejezetet az előjelesen *Gauss*-féle eloszlást követő valószínűségi változók abszolút értékének eloszlása zárja le.

A fejezet olvasásakor az a benyomásunk alakult ki, hogy a matematikai statisztikában ismert és alkalmazott eloszlások halmazának a jelenlegi meteorológiai gyakorlatban csak bizonyos elemei kerülnek felhasználásra, és ezek a gyakorlati alkalmazások sem mindig adják a feladatok korrek megoldását. A gazdag példaanyag is jól szemlélteti a becslélmélet módszereinek lehetőségét és nehézségeit.

A terjedelmében és jelentőségében az előzőhöz hasonló harmadik fejezet a görbeillesztés

témakörét tárgyalja. Az alapfeladat abban áll, hogy a mérési adatok együtteséhez „valamilyen értelemben” legjobban közelítő függvényt rendelünk. Ezt a közelítő függvényt gyakran egy adott függvényrendszer elemeinek lineáris kombinációjaként érdemes előállítani. A fejezet elején összefoglalást találunk a leggyakrabban alkalmazott függvényrendszerekről (*Chebisev* és *Legendre* polinomok, trigonometrikus rendszer stb.) és a lineáris kombináció ismeretlen együtthatói meghatározásának technikájáról. Gyakorlati példák szemléltetik a *Fourier* analízis alkalmazhatóságát és megismerkedhetünk a correlogram és periodogram felvételének szabályaival. Az alkalmazásbeli óvatosságra int az *aliasing* hatás bemutatása, amely a spektrum hamis komponenseinek fellépését jelenti. A teljesség érdekében szó esik a *Bessel*-féle függvényekről és a *Fourier* – *Bessel* transzformációról is.

Az előzőekben említett analitikus függvényrendszerek mellett a meteorológiai prognosztikában és adatfeldolgozásban általánosan elterjedt az empirikus ortogonális polinomok alkalmazása. Ezek származtatása, a sajátérték-sajátvektor rendszerek meghatározása, valamint az utóbbiak szignifikanciájának kérdése részletes vizsgálat tárgyát képezi. Mindezt – logikus folytatásként – a faktoranalízis alapjainak ismertetése követi.

A meteorológiai paraméterek időbeli változásának statisztikai leírása az idősorok statisztikai analízisével oldható meg. Az egyszerű (autoregresszív, mozgóátlag stb.) modellek bevezetése után áttekintést kaphatunk jellemző paramétereik tulajdonságairól. Végezetül egy rövid alpont néhány speciális transzformációt mutat be.

A fejezet egészét értékelve elmondhatjuk, hogy a hazai és a nemzetközi gyakorlatban előforduló fontosabb görbeillesztési eljárások részletes és egységes tárgyalása útmutatót ad a további alkalmazások felé.

A negyedik fejezet a sajátértékek és sajátvektorok számításával foglalkozik. A mátrix és a determináns fogalma, a velük végezhető műveletek és néhány speciális mátrix bemutatását követi a karakterisztikus polinom, valamint a sajátérték és a sajátvektor fogalmának és meghatározásuk numerikus módszereinek vázlatos áttekintése. A könyv elképzelt olvasótáborát, valamint a kötet többi része tárgyalásmódjának színvonalát tekintve ezen utolsó fejezetnek a kötetbe történő felvétele indokolatlannak tűnik.

O. M. Essenwanger monográfiájának első kötetét a valószínűségszámítás és matematikai statisztika alapjaiban jártas, az alkalmazásokban már bizonyos gyakorlatot szerzett meteorológusoknak ajánlhatjuk. Érdeklődéssel várjuk a második kötetet, amely a simítással és szűréssel, a variancia analízissel, a statisztikai tesztekkel és specifikusan meteorológiai jellegzetességekkel foglalkozik.

Dévényi Dezső

ПЕСЧАНСКИЙ, — Ю. А. ЯКЕР, — М. Н. КАЩЕНКО, — Л. А. ДМИТРИЕВ, В. А.: **Комплексе аппаратури для измерения турбулентных потоков тепла и влаги и приземном слое атмосферы.** (*Műszeregyüttes a turbulens hő- és nedvességáram mérésére a talajmenti légrétegekben*) Leningrád 1976, Hidrometeoizdat. Terjedelme 68 old. Ára 42 kopek.

Ez a könyvecske élénk érdeklődésre tarthat számot a *meteorológiai műszertan* művelői részéről.

A szerzők műszerkomplexumot terveztek meg a turbulens fluxus mérésére, amely a következő részekből áll: Szenzorok a szélesebbesség, valamint az abszolút nedvesség és a hőmérséklet ingadozásainak mérésére; adatfeldolgozó berendezés; digitális mágneses regisztráló berendezés. Mindezeknek az a céljuk, hogy részletes statisztikai jellemzőket kapjunk egy digitális számítógép segítségével. A munka leírja az áramkör tervezést, a paraméterek kiválasztásával kapcsolatos problémákat és az elért pontosságot. Kifejti azokat az alapvető elveket, amelyeket a szélesebbességi szenzoroknak, valamint az abszolút nedvesség és a hőmérséklet ingadozásait mérő szenzorok tervezésekor szem előtt tartottak.

A munkához csatolt irodalmi jegyzék 71 forrásmunkát foglal magában.

Aujeszky László

KÖSZÖNTJÜK A 90 ÉVES BAUR PROFESSZORT

1977. február 14-én töltötte be kilencvenedik életévét *Franz Baur* professor a korszerű távprognosztika úttörő megalapozója, aki ma a világ meteorológusainak nesztora. Ez alkalommal az *Amt für Wehrgeophysik* ünnepi kiadványt bocsátott közre, amely ismerteti *Baur* professor életútját, közli jelentősebb publikációinak jegyzékét, továbbá azoknak az előadásoknak a szövegét, amelyek a Bad Homburgban 1976. októberében megtartott X. Távprognosztikai Továbbképző Szemináriumon hangzottak el, s amelyek tematikája szorosan kapcsolódik *Baur* kutatásaihoz, illetve koncepcióinak továbbvitelét jelentik.

Nem vállalkozhatunk e helyen *Baur* professor teljes életművének ismertetésére és széles körű tudományszervezői munkásságának taglalására, csupán néhány jellemző adatot idézünk fel. Tudományos érdeklődése az 1920-as évek elején fordult a nagy térségű légköri folyamatok vizsgálata felé (szakirodalmi munkássága kezdetén néhány figyelemreméltó bioklimatológiai tanulmányt is publikált). Különös érdeklődéssel foglalkozott a meteorológiai hosszú adatsorokban rejlő periodicitások elemzésével, a nagytérségű időjárási anomáliák kapcsolataival és a napfizikai folyamatok légköri hatásmechanizmusával. Hamar felismerte, hogy ezek a kutatások vezethetnek el az időjárás hosszútávú előrejelzésének tudományos megalapozásához, s a későbbiekben kutatásait céltudatosan a távprognosztika felé irányította. Vizsgálataiban mindenkor különös súlyt helyezett a valószínűség-számítási módszerek alkalmazására, felismerve azt, hogy a bonyolult sztochasztikus modellekkel leírható légkörfizikai folyamatok lényegi vonásai csak szigorú matematikai-statisztikai kontroll után bontakoznak ki a megfigyelések számtengeréből.

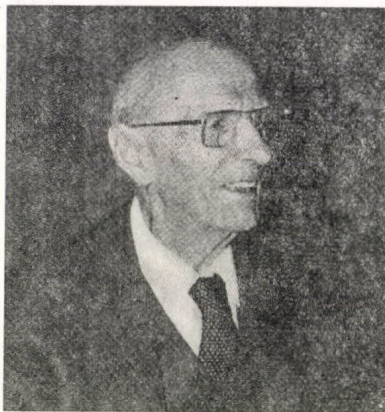
E téren a meteorológiában úttörő munkásságot végzett.

Tudományos tevékenységének egyik döntő szakasza volt a makroszinoptikus helyzet (*Grosswetterlage*) fogalmának megalkotása, a helyzetek létezésének egzakt valószínűség-számítási bizonyítása, s tipizálásuk alapelveinek rögzítése. Ez a koncepció nagyon termékenynek bizonyult, későbbiekben a kutatások egész sora épült *Baur* ezen úttörő vizsgálataira.

Úttörő munkásságot végzett a naptevékenység időjárási hatásainak elemzése terén is, bár kétségtelen, hogy a rendelkezésére állott napfizikai jellemzők (műholdak sugárzás-mérései még nem voltak) még nem adhattak minden vonatkozásban kellő alapot az általa is szükségesnek tartott fizikai-oksági összefüggések felderítéséhez.

Baur professor közel hét évtizedes tudományos tevékenységét számszerűen jelzi az a mintegy 250 nagyobb tudományos dolgozat s összefoglaló könyv, amely a fenti témakörök-ből tollából megjelent. Lankadatlan szellemi energiáját bizonyítja, hogy az utóbbi 7 év során is 11 nagyobb tanulmányt publikált. Lenyűgöző számok ezek, s ha ehhez még hozzátesszük azt, hogy az elmúlt másfél évtized alatt 10 nemzetközi tanfolyamot és szemináriumot szervezett a távprognosztika időszerű kérdéseiről, úgy hisszük, valamelyest sikerült érzékeltetnünk e kiváló tudós életművét, tudományszervezői tevékenységét.

Baur professor magyarországi kapcsolatai éppen fél évszázadra nyúlnak vissza. „Magyarország átlagos júliusi csapadékmennyisége előrejelzésének alapjai” című dolgozatával 1927-ben elnyerte a *Tolnay*-féle pályadíjat, s tanulmánya még ugyanabban az évben megjelent az „Időjárás” hasábjain. Kapcsolata a hazai meteorológiával azóta is szoros: 1936-ban a Magyar Meteorológiai Társaság levelező tagjává választotta, s 1956 óta aktív tagja a folyóirat szerkesztő bizottságának.



H. Mörth felv. 1976. okt. 1.

Szerkesztő bizottságunk nevében szeretettel és tisztelettel köszöntjük *Baur* professzort és szívvel kívánjuk, hogy az elkövetkező évek során még további értékes tanulmányokkal gazdagítsa tudományunk területét.

Péczely Gy.

✱

AZ MTA METEOROLÓGIAI TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁGÁNAK ÜLÉSE

A Meteorológiai Tudományos Bizottság 1977. április 20-án *Czelnai Rudolf* levelező tag elnökleletével ülést tartott. Az ülés a hazai rövid és középtávú előrejelzések helyzetét és kutatási feladatait vitatta meg. A vitaindító előadást *Varga Haszonits Zoltán*, a Központi Előrejelző Intézet igazgatója tartotta. A helyzetfeltáró előadás korreferensei *Bodolai István*, *Götz Gusztáv* és *Tánczer Tibor* voltak. A Bizottság alapos vita után a hazai rövid és középtávú előrejelzések továbbfejlesztését szolgáló kutatások követendő irányaira vonatkozóan az alábbi határozatot fogadta el:

Az alap kutatások területén:

A hazai gyakorlatban bevezethető dinamikus prognosztikai modellek fizikai alapjainak bővítése érdekében kutatni kell a mechanikus és termikus kényszerek (Alpok, látens hő stb.) figyelembevételének lehetőségeit;

feltáró kutatást kell végezni a négydimenziós analízistechnikák területén, különös tekintettel a műhold-információk hatékony felhasználásának megalapozására;

a sztochasztikus-dinamikus modellek alkalmazásainak lehetőségeit fel kell mérni;

a szubszinoptikus skálájú folyamatok analízise és parametrizálása terén feltáró kutatást kell kezdeményezni;

ösztönözni kell az objektív mennyiségi csapadékelőrejelzés lehetőségeinek vizsgálatát.

A fejlesztési kutatások területén elsődlegesen külföldi módszerek adaptálásával, módszereket kell kifejleszteni:

a meteorológiai műholdak információinak hatékony felhasználására;

a meteorológiai radarinformációk felhasználására;

a mező-előrejelzések objektív interpretációjára (az időjárás-előrejelzések módszereinek fejlesztésére);

a veszélyes időjárási jelenségek, ill. veszélyes (marginális) küszöbértékek (köd, felhőalap, látástávolság, jegesedés, turbulencia, . . . szél, hófúvás, ónoseső, jégeső, stb.) ultrarövid távú előrejelzésére.

Az alkalmazott kutatások területén:

A kutatásokat az érintett felhasználókkal szoros együttműködésben kell folytatni, és törekedni kell arra, hogy az új szolgáltatások kifejlesztésével egy időben kialakuljanak a felhasználás hatékony módszerei is.

A bizottság a rövid és középtávú előrejelzések színvonalának további emelése és különösen az 1. pontban kiemelt feladatok eredményes végrehajtása érdekében szükségesnek tartja az alábbi szempontok figyelembe vételét:

A meteorológiai előrejelzések készítését tudományos munkának kell tekinteni és az e munkát végző szakembereket fokozott megbecsülésben kell részesíteni;

Az előrejelző szolgálat ellátásához szorosan hozzátartozó munkaként kell kezelni az előrejelző módszerek javítására irányuló fejlesztési kutatásokat, valamint az egyes felhasználókkal közösen végzett (alkalmazott) kutatásokat;

A rövid és középtávú előrejelzések fejlesztését célzó teljes kutatási vertikumot össze kell hangolni az OMSZ keretében kidolgozás alatt álló egységes meteorológiai információs rendszer (EMIR) terveivel;

Fokozott figyelmet kell fordítani az előrejelző szolgálatban dolgozók szakmai továbbképzésére.

A prognózisok hatékonyabb felhasználása érdekében az ismeretterjesztő és népszerűsítő munkát fokozott elismeréssel kell ösztönözni.

Bodolai I.

✱

METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE

A Magyar Népköztársaság Elnöki Tanácsa felszabadulásunk 32. évfordulója alkalmából kiemelkedő munkájuk elismeréseként *Kerényi Nárcisznak*, a Központi Előrejelző Intézet osztályvezetőjének a Munka Érdemrend ezüst, *Kovács István* állomásvezetőnek (Győr) a Munka Érdemrend bronz fokozatát adományozta. A kitüntetések a Központi Előrejelző Intézetben április 1-én tartott ünnepség keretében *Czelnai Rudolf* az OMSZ elnöke adta át.

Kerényi Nárcisz több mint húsz éve dolgozik szolgálatunknál. A Rövidtávú Előrejelző Osztály vezetőjeként kiváló szervező munkát végez. Kiemelkedő sikereket ért el az előrejelzés számára alapvetően fontos kutatási eredmények gyakorlati bevezetése terén. Szakmai, politikai, társadalmi feladatait fáradhatatlanul végzi.

Kovács István 1946-ban lépett be észlelőként a Meteorológiai Intézetbe. Kezdetben Debrecenben, majd 1950 óta Győrben teljesít szolgálatot, 1960 óta állomásvezetőként. Példaadó munkájával nem csak a saját állomásának fejlődését segíti elő, hanem az egész észlelőhálózat ügyét szívén viseli.

Ambrózy P.

G. P. CRESSMAN IMO Díjazás

A Meteorológiai Világszervezet Végrehajtó Bizottsága az 1977. évi IMO díjat – melyet évente adományoznak kiemelkedő meteorológiai és nemzetközi együttműködési tevékenységért – *Dr. George P. Cressman*-nak, a NOAA Nemzeti Időjárási Szolgálatának igazgatójának ítélte oda.

Cressman pályáját meteorológusként kezdte az Egyesült Államok hadseregében, majd a háború után polgári vonalon folytatta munkáját. 1954-ben az ő vezetésével jött létre az Egyesített Numerikus Időjárás-előrejelzési részleg (JNWPU), amelyet a meteorológiai szolgálat, a légierő és a tengerészet közösen tartott fenn. Ez az intézmény volt az első, amely az operatív előrejelzési módszerek fejlesztésében alkalmazta a numerikus időjárás-előrejelzési technikát. Neve és munkássága ekkor került a nemzetközi érdeklődés előterébe, így a magyar meteorológusok számára is.

A Nemzeti Óceáni és Légköri Főigazgatóság (NOAA) 1970-ben történt megalakulásakor *Cressman* lett annak a Nemzeti Időjárási Szolgálatnak az igazgatója, amely a NOAA-nak egyik elsődleges szervezeti alkotóeleme.

Nevével igen gyakran találkozhatunk a WMO tevékenységében is, több bizottságban is elnöki tisztséget töltött be, így a 22-ik IMO díj méltó kezekbe került.

Ambrózy P.

✱

METEORÓLÓGUS AZ ORSZÁGOS KÖRNYEZETVÉDELMI TANÁCS TITKÁRSÁGÁBAN

Gajzágó László okleveles meteorológus, tudományos csoportvezető az OMSZ és az OKVTT vezetőinek egyetértő döntésével 1977. február 1-én az Országos Meteorológiai Szolgálatról az Országos Környezetvédelmi Tanács Titkárságának munkatársai közé lépett. Az OMSZ ettől a munkahelycserétől azt várja, hogy azok a többnyire koordináltan futó feladatok, amelyek az időjárással és az éghajlattal összefüggésben a környezetvédelemnek szinte minden területén jelentkeznek, *Gajzágó László* segítségével ezután gyorsabban, eredményesebben és jobban oldódnak meg. Ennek a várakozásnak nemcsak az OKVTT keretében betöltött főelőadói beosztása az alapja, hanem az a sokoldalú több mint két évtizeden át (1956. szept. – 1977. jan.) folytatott meteorológusi tevékenység is, amelynek során a sugárzás-méréssel és kutatással éppúgy megismerkedett, mint a biometeorológia és bioklimatológia szerteágazó, a biológia, az orvos- és településtudomány, az egészségvédelem stb. területeihez kapcsolódó, mérő, kutató és szervező munkát igénylő feladataival. De hasonló, jó elmé-

leti és gyakorlati ismereteket szerzett az alkalmazott szinoptika, az általános éghajlatkutatás, az agrometeorológia – a biometeorológia egyik legfontosabb és legfejlettebb ága – területén is. Minderre kiváló szervező- és áttekinthető készsége tette alkalmassá, s úgy vélem, éppen ezek az egyéni tulajdonságok, párosulva a fent ismertetett szakmai sokoldalúsággal, valóban jogossá teszik mind az OMSZ, mind pedig az OKVTT azon reményét, hogy *Gajzágó László* a ráváró, nem könnyű feladatokat – amint már mondtuk –, gyorsabban, eredményesebben és jobban oldja majd meg.

Kéri M.

✱

AZ MMT ELŐADÓ ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1977. június 19-én előadóülést rendezett a MTESZ Anker közli színházában, melyet *Molnár Gyula*, a KLFi tudományos munkatársa tartott a közelmúltban befejeződött angliai tanulmányútjáról. Az előadó 5 hónapot töltött az oxfordi egyetem légkörfizikai tanszékén az Országos Ősztöndíj Tanács ösztöndíjával. Amint az az előadás mintegy harmadrészt kitevő szakmai jellegű beszámolóból kiderült, az előzetes terveknek megfelelően sikerült dolgoznia, tanulnia, nem utolsósorban a tanszék vezetőjének, *J. T. Houghton* professzornak, illetve kutatóinak segítőkészsége következtében.

Tanulmányútjának első felében egy, a KLFi műholdas sugárzási osztályán több éves munkával kidolgozott egyszerűsített eljárást – amely a függőleges légköri hőmérsékleteloszlás műholdas sugárzásadatokból történő meghatározására alkalmazható – használt a tanszék által kifejlesztett és a NIMBUS 5 műholdon felbocsátott légkörszondázó műszer (ún. SCR) által mért infravörös sugárzásadatokra. A budapesti rádiószondás hőmérsékleti profilok és a Magyarország fölött mért műholdas adatokból számított hőmérsékleteloszlások összehasonlítása útján kapott eredmények egyrészt az említett egyszerűsített módszer, másrészt az SCR adatok megbízhatósága szempontjából igen jónak mondhatók.

Az előadó tanulmányozta a sztratoszférikus mozgások dinamikáját is, s ezzel kapcsolatban két tanszéki kutatóval közös munkát kezdett, esetleges még ismeretlen felsőlégköri „vándorló hullámok” kimutatására, az 1975-ben felbocsátott, szintén a tanszéken kifejlesztett ún. PMR radiométer adatainak felhasználásával.

Az előadás további részét Oxfordról, Londonról, az egyetemi életről szóló, s vetített képekkel kísért élménybeszámoló egészítette ki, számos történelmi, ill. kultúrtörténeti adat ismertetésével, amely szintén kiváltotta a szép számú hallgatóság elismerését.

Rímöcziné Paál A.

A KÖZELMŰLTBAN MEGJELENT METEOROLÓGIAI SZAKKÖNYVEK

1. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS KIADVÁNYAI:

- XL. kötet: **A Balaton éghajlata — A Balaton térségének éghajlati jellegzetességei, hő- és vízháztartása, bioklimája** (Szerk.: BÉLL BÉLA és TAKÁCS LAJOS). Budapest, 1974. 316 B/5 lap. Ára vászonkötésben: 150,— Ft.
- XLI. kötet: **A meteorológiai mezők statisztikai szerkezete** (Szerk.: CZELNAI, R., L. S. GANDIN, W. I. ZACHARIEW). Orosz és német nyelven. Budapest, 1976. 364 A/4 lap. Ára fűzve: 80,— Ft.
- XLII. kötet: **HAJÓSY FERENC, KAKAS JÓZSEF, KÉRI MENYHÉRT: A csapadék havi és évi összegei Magyarországon a mérések kezdetétől 1970-ig.** Magyar és német nyelven. Budapest, 1975. 356 A/4 lap. Ára fűzve: 520,— Ft.

2. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT KISEBB KIADVÁNYAI:

41. szám: **AJTAY ÁGNES: A burgonyatermesztés agroklimatológiai feltételei Magyarországon** (Magyar és angol nyelven). Budapest, 1977. 32 B/5 lap. Ára fűzve: 25,— Ft.
42. szám: **KOFLANOVITS ERIKA: A csapadékmennyiség változékonyságának elemzése Közép-Európában** (Magyar és angol nyelven). Budapest, 1977. 72 B/5 oldal. Ára fűzve: 25,— Ft.

✱

Megrendelhető k

az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest,
Postafiók 38.

MEGJELENT

az Országos Meteorológiai Szolgálat Hivatalos kiadványaként
a Magyarország Éghajlata sorozat 10. száma:

A NAPSUGÁRZÁS MAGYARORSZÁGON 1958—1972

Szerkesztette: Dr. Major György

A 80 oldalas, 21×29 cm méretű sugárzási atlasz 65 többszínnyomatú térképen bemutatja a sugárzási összetevőknek (napfénytartam, teljes napsugárzás, szórt sugárzás, albedó és sugárzási egyenleg) havonkénti átlagos eloszlását az ország területén; ezzel párhuzamosan 24 táblázatban 12 állomáson a napsütés valószínűségének napi járását s az össz-sugárzás gyakorisági eloszlását, másik 24 oszlopdiagram a szórt sugárzás s a sugárzási egyenleg Budapesten mért napi értékeinek valószínűségét, gyakoriságát mutatja be. Külön érdeklődésre tarthat számot az a 48 diagram, amely a napsugárzásból az épületek négy fő égtáj irányába néző függélyes felületeire jutó energiamennyiség napi összegének havonkénti gyakoriságát, átlagát és szórását ábrázolja, ugyancsak a budapesti mérések alapján.

Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.
Ára: 110,— Ft

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

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

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



77.1370 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 48 Ft, a Meteorológiai Társaság tagjainak 24 Ft. Befizetés a 232-90 171-2494 tagdíjbefizetési számlán. Megrendelhető: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levél cím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 8 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329