

Franz Baur (Bad Homburg)\* :

## Naphatások az időjárásra és a makroszinoptikai folyamatokra

*Összefoglalás* : A dolgozat kimutatja, hogy az a korábbi vélemény, amely szerint a makroszinoptikus helyzetek, valamint a világidőjárás és a napfoltciklusok között összefüggés állana fenn, manapság már tarthatatlan. Ez a vélemény a nem kielégítő észlelési anyagra és a kellő kritika nélküli kutatásokra támaszkodik. A szerző új bizonyítékot szolgáltat arra nézve, hogy a napfoltcikluson belül a makroszinoptikus helyzetek kettős ingadozást mutatnak. A dolgozat megkísérli e kettős ingadozások fizikai magyarázatát. Bizonyítja továbbá a napfáklyáknak a makroszinoptikus helyzetekkel kapcsolatos jelentőségét, valamint azt a tényt, hogy a Nap erőteljesebb kromoszférikus kitörései, a flare-k után néhány nappal többnyire meleg időjárás uralkodik Közép-Európában. Ez, és még öt más összefüggés az időjárás és a naptevékenység között szignifikánsnak bizonyul a 0,0027 szignifikancia szinten.

★

*Solar influences on weather and large-scale weather.* It is the aim of this paper to demonstrate that the former opinion, large-scale weather and world weather — corresponding to the sunspot cycle — are governed by an eleven years' period, cannot be maintained anymore, today. This opinion results from insufficient observation material and uncritical research. New evidence is presented for the fact that large-scale weather shows a double oscillation within the sunspot cycle. It will be attempted to give a physical explanation for this double oscillation. Further, the significance of faculae of the sun for large-scale weather will be demonstrated, as well as the fact that a few days after intense chromospheric eruptions ("flares") of the sun mostly warm weather prevails in Central Europe. This and five other relations between weather and solar events prove to be significant at a significance level of 0,0027.

★

Huszonöt évvel ezelőtt, a *Zeitschrift für Astrophysik* hasábjain történt első ízben utalás arra [1], hogy a makroszinoptikai folyamatok, legalábbis a mérsékelt övben, nem követik a napfoltok 11 éves ciklusát és nem is ellentétesek vele, hanem a napfoltcikluson belül kettős hullámot írnak le. Ezzel a megállapítással új korszak nyílt az időjárás és a szoláris jelenségek közti összefüggés kutatásában. Az új korszak háromféle tekintetben különbözik a korábbi vizsgálatoktól : 1. ma már csak ritkán keresnek az időjárás lefolyá-

\* A tanulmány szerzője prof. dr. Franz Baur, a Frankfurt am Main-i egyetem tb. tanára és a Bad Homburg-i Makroszinoptikai Kutatóállomás (Forschungsstelle für Großwetterkunde) vezetője.

sában 11 éves periódusokat; 2. a napfoltokon kívül a fáklyákat is bevonják a vizsgálatba; 3. a kapott eredményeket, legalábbis a tudományosan komolyan tekinthető vizsgálatokban, valószínűségszámítási kritériumok alapján megvizsgálják abból a szempontból, hogy „feltehetőleg véletlen eredetűek”, avagy „esetleg véletlen eredetűek”, vagy pedig „statisztikailag megalapozottak” gyanánt minősítendőek-e. A naphatások régebbi vizsgálataiból ilyen matematikai-statisztikai felülvizsgálat teljesen hiányzott. Ennek tulajdonítható, hogy a régi vizsgálatok egy része ellentmondásban volt egymással.

Amikor az alábbiakban beszámolunk az időjárásnak és a makroszinoptikai folyamatoknak a Nappal való kapcsolataira vonatkozó újabb statisztikai eredményeinkről, azt azért tesszük, hogy nemcsak a meteorológusokat, hanem az asztrofizikusokat és főképp a napfizikusokat olyan *tényekkel* ismertessük meg, amelyek az időjárás folyamatainak magyarozatában rendkívül fontos szerepet töltenek be. Minthogy a *Napon* lejátszódó folyamatokkal és jelenségekkel való kapcsolatokról van szó, ezért a napfizikusok közreműködése ezeknek a kérdéseknek a tisztázásához okvetlenül szükséges.

### 1. A makroszinoptikai folyamatok kettős hulláma a napfoltcikluson belül

Az 1833-tól 1956-ig terjedő 124 esztendőben *I. táblázatunk* szerint 23 olyan nyár fordult elő, amelyben a csapadék a mai négy övezetből álló Németország területén (amelyet a továbbiakban röviden Németországnak hívunk) 14 állomás átlagában (illetőleg 1844 előtt csak 10—12 állomás átlagában) igen nagymértékben, mégpedig legalább 40 mm-rel a sokéves normálértéken (224 mm) alul volt. Ezeknek az éveknek a csapadékelterése a táblázatban vastagon vannak szedve, és a táblázat megadja, hogy az ilyen években július elseje milyen időbeli távolságba esett a legközelebbi szélső napfoltszámérték bekövetkezésétől.\*

Kitűnik a táblázatból, hogy a 23 nagyon *száraz* nyár közül 11 beleesik két keskeny sávba, amelyek 1,6—2,4 évvel a foltmaximumok ill. minimumok előtt fekszenek (beleértve a határokat is), ellenben a többi 12 eset szabálytalanul szét van osztva a napfoltciklus fennmaradó 9,2 évnvi részére. Mind a 11 nyár Magyarországon is a normálnál szárazabb volt.

Eszerint a 40 mm-nél nagyobb csapadékhiányú nyarak alapvalószínűsége Németországban  $p = 23/124 = 0,185$ . A két említett sávba a 124 év alatt 21 nyár esett. Így a nagymértékben túlszáraz nyarak viszonylagos gyakorisága ezekben a sávokban  $11/21 = 0,524$ . Ellenben a viszonylagos gyakoriság véletlen ingadozása, a 0,27% valószínűségi szinten, — ami ideális Gauss-elosztás esetén a  $3\sigma$ -határnak felel meg — a  $p = 0,185$  és  $N = 21$  értékek mellett mindössze csak 0,495. Az észlelt 0,524 viszonylagos gyakoriság tehát kivülesik a véletlen ingadozások tartományán. Ez feljogosít arra a feltevésre, hogy a 11 túlszáraz nyár nem „véletlenül” esik a foltminimumok és maximumok

\* Megjegyzés: Ebben a feldolgozásban a 20. század első napfoltmaximumának időpontjául *Wolf-Wolfer* nyomán 1906,4-et fogadtunk el. Emellett az időpont mellett szólnak (az 1907,0 *Waldmeier*-féle időponttal szemben) a következő észlelt tények: Ha a napfolt-relatívszámok öthónapos középértékeit kiszámítjuk [2], akkor az 1906. év környezetében 3 maximumot találunk: 74,5-et 1905 szeptemberben, 68,8-at 1906 májusban, 72,5-et 1907 februárban. Mivel az első és harmadik majdnem egyforma erős, egyikük sem részesíthető előnyben, a középső ellenben központi fekvésével tűnik ki. Ha 17 havi átkaroló középértékeket képezünk, már csak egyetlen maximumot találunk és ez arra a 17 hónapra esik, amelynek közepe 1906 június. Ha pedig *Wolf-Wolfer* módszerével kiegyenlítjük a fáklyaterületek havi középértékeit, szintén csak *egy* maximumot kapunk, és ez 1906 januárja esik.

I. TÁBLÁZAT

A nyári csapadék eltérése (N) az 1851—1950. évi százeztendős középértéktől Németországban (14 állomás középértéke, 1844 előtt 10—12 állomásé), mm-ben; a légnyomás középértékének eltérése (L) az 1842—1951. évi középértéktől Koppenhágában, millibárban; az illető nyarak (VII. 1.) időbeli távolsága (A) a legközelebbes napfoltszám-szélsőségtől\*

Év	N	L	A	Év	N	L	A	Év	N	L	A
1833	+37	.	0,4 min. előtt	1875	+14	+1,7	3,4 min. előtt	1917	+ 8	+1,7	0,1 max. előtt
34	-24	.	0,6 min. után	76	-43	+1,8	2,4 min. előtt	18	- 8	-0,9	0,9 max. után
35	-89	.	1,7 max. előtt	77	+22	-0,2	1,4 min. előtt	19	-43	-1,2	1,9 max. után
36	-67	.	0,7 max. előtt	78	+12	-2,0	0,4 min. előtt	20	+ 2	+1,0	2,9 max. után
37	-20	.	0,3 max. után	79	+56	-3,6	0,6 min. után	21	-71	+0,0	2,1 min. előtt
38	+22	.	1,3 max. után	80	+17	+0,4	1,6 min. után	22	+26	-1,8	1,1 min. előtt
39	- 5	.	2,3 max. után	81	- 7	-2,6	2,4 max. előtt	23	-63	-2,3	0,1 min. előtt
40	-28	.	3,0 min. előtt	82	+107	-2,9	1,4 max. előtt	24	+44	-1,6	0,9 min. után
41	+37	.	2,0 min. előtt	83	-20	-1,2	0,4 max. előtt	25	-24	-0,3	1,9 min. után
42	-81	+1,9	1,0 min. előtt	84	- 3	+2,3	0,6 max. után	26	+45	-0,2	1,9 max. előtt
43	+26	-0,6	Min.	85	-30	+1,7	1,6 max. után	27	+97	-1,9	0,9 max. előtt
44	+30	-5,3	1,0 min. után	86	-14	-0,3	2,6 max. után	28	-37	-1,4	0,1 max. után
45	+15	+0,0	2,0 min. után	87	-78	+2,0	2,1 min. előtt	29	-53	+0,8	1,1 max. után
46	-63	+1,9	1,6 max. előtt	88	+59	-1,5	1,1 min. előtt	30	+33	-0,7	2,1 max. után
47	+ 4	+1,7	0,6 max. előtt	89	+11	-1,5	0,1 min. előtt	31	+103	-2,3	2,3 min. előtt
48	+ 2	-1,9	0,4 max. után	90	+51	-2,1	0,9 min. után	32	-39	+1,3	1,3 min. előtt
49	-34	-0,6	1,4 max. után	91	+57	-0,8	1,9 min. után	33	+17	+0,3	0,3 min. előtt
50	+ 3	+0,4	2,4 max. után	92	-53	-0,4	1,6 max. előtt	34	-34	0,0	0,7 min. után
51	-11	-0,4	3,4 max. után	93	-59	+0,4	0,6 max. előtt	35	-43	+1,1	1,9 max. előtt
52	+ 8	-0,2	3,4 min. előtt	94	+46	-1,7	0,4 max. után	36	+ 6	+1,4	0,9 max. előtt
53	+22	-0,7	2,4 min. előtt	95	-23	-0,7	1,4 max. után	37	-22	+0,4	0,1 max. után
54	+74	+0,7	1,4 min. előtt	96	+36	-0,1	2,4 max. után	38	-23	+0,3	1,1 max. után
55	+40	+1,5	0,4 min. előtt	97	-14	+0,5	3,4 max. után	39	- 4	+1,4	2,1 max. után
56	+ 4	+0,0	0,6 min. után	98	-18	+0,2	3,2 min. előtt	40	+36	-0,5	3,1 max. után
57	-65	+2,8	1,6 min. után	99	-68	+2,6	2,2 min. előtt	41	+41	-0,9	2,7 min. előtt
58	+21	+1,8	1,6 max. előtt	1900	+18	+1,0	1,2 min. előtt	42	-16	+0,7	1,7 min. előtt
59	-63	+2,9	0,6 max. előtt	01	-14	+2,4	0,2 min. előtt	43	- 9	-1,0	0,7 min. előtt
60	+43	-2,9	0,4 max. után	02	- 4	-1,5	0,8 min. után	44	+ 3	-0,2	0,3 min. után
61	+40	-1,2	1,4 max. után	03	+ 5	-1,7	1,8 min. után	45	+80	-1,6	1,3 min. után
62	+26	-1,7	2,4 max. után	04	-95	+1,4	1,9 max. előtt	46	+26	-0,2	1,0 max. előtt
63	- 1	+0,8	3,4 max. után	05	0	+0,5	0,9 max. előtt	47	-77	+2,3	Max.
64	-11	+0,4	2,7 min. előtt	06	+ 6	+0,9	0,1 max. után	48	+71	-1,5	1,0 max. után
65	-22	+1,4	1,7 min. előtt	07	+18	-1,8	1,1 max. után	49	-71	+1,9	2,0 max. után
66	+16	-2,2	0,7 min. előtt	08	- 6	+0,8	2,1 max. után	50	+18	+0,5	3,0 max. után
67	- 4	+0,3	0,3 min. után	09	+13	-2,5	3,1 max. után	51	+10	+1,1	2,8 min. előtt
68	-48	+3,5	2,1 max. előtt	10	+84	-2,7	3,1 min. előtt	52	-30	+0,2	1,8 min. előtt
69	-77	+1,9	1,1 max. előtt	11	-115	+3,1	2,1 min. előtt	53	+41	-0,6	0,8 min. előtt
70	+39	0,0	0,1 max. előtt	12	+40	-1,8	1,1 min. előtt	54	+102	-3,3	0,2 min. után
71	+31	-0,2	0,9 max. után	13	-11	+0,4	0,1 min. előtt	55	+11	+4,0	1,9 max. előtt
72	-35	+1,6	1,9 max. után	14	+11	+1,0	0,9 min. után	1956	+122	-2,4	0,9 max. előtt
73	+ 9	+1,1	2,9 max. után	15	-19	-0,6	1,9 min. után				
1874	-71	+1,6	3,9 max. után	1916	+19	-2,6	1,1 max. előtt				

mok előtt 1,6—2,4 évvel fekvő szűk időközbe, hanem fizikai kapcsolat áll fenn a Napon fellépő olyan folyamatokkal vagy állapotokkal, amelyek első-sorban ezekben az időszakokban következnek be.

Ha közelebről szemügyre vesszük ennek a 11 nyárnak a napfoltciklusban elfoglalt helyét, látjuk, hogy 6 közülük 1,6—2,4 évvel egy maximum előtt, 5 pedig ugyanennyi idővel minimum előtt fekszik. Másrészt 0,2—1,0 évvel egy foltszélsőség után az egész 124 évi sorozatban egyetlen túlszáraz nyár sem lépett fel. Tehát két határozott maximum és két határozott minimuma van a nagymértékben túlszáraz nyarak fellépési gyakoriságának egy-egy napfoltcikluson belül.

Az a következtetésünk, hogy a Németországban észlelt legalább 40 mm csapadékhiányú nyarak statisztikailag „szignifikáns” módon való eloszlása fizikai összefüggésre utal, még alátámasztható az 1. táblázat ama tanulságával is, hogy a legalább 40 mm-rel *túl nedves* nyaraknak több mint a fele a nap-

\* Ha a napfoltminimumtól a napfoltmaximumig eltelt idő 4,0 évnél kevesebb volt, akkor a minimum utáni második nyár időbeli távolságát a maximumhoz képest adjuk meg, amennyiben a napfolt-relatívszámok évi középértéke már 35,0-nél nagyobb volt.

foltextrémumok közelében, éspedig az extrémum előtti és utáni 1,1 éven belül (a határokat beleszámítva) fordult elő, tehát szintén függést mutat a napfoltciklusban való helyzettől. Ha a négy osztályba sorolt nyári csapadék-eltéréseknek a napfoltciklusban való fekvéssel való összefüggéséről egy  $\chi^2$  táblázatot szerkesztünk (2. táblázat), akkor a [3] alatt idézett dolgozat 79. képlete segítségével kapjuk:  $\chi^2 = 21,7$ . Az osztályképzésnél az extrémum-időpontok körüli és az előttük fellépő két-két időszakot egyesíteni kellett, mert több osztály használata esetén a táblázat terjedelme megnőtt volna és

## 2. TÁBLÁZAT

A gyakorisági értékek  $\chi^2$ -táblázata a Németország nyári csapadékeltérései és az illető éveknek a napfoltciklusban való fekvése közti kapcsolat meghatározására

A nyári csapadékmennyiség eltérése mm-ben	Az egyes nyarak fekvése a napfoltciklusban			A sor összege és a viszonylagos gyakoriság
	2,4–1,6 évvel napfolt- extrémum előtt	1,1 évvel extrémum előtt és után	2,4 évnél többel vagy 1,2–1,5 évvel extrémum előtt, vagy 1,1 évnél többel extrémum után	
$\cong +40$	2 3,71	13 10,10	7 8,14	22 0,177
+39 és 0 között	4 7,44	22 20,25	18 16,33	44 0,355
– 1 és –39 között	4 5,91	14 16,09	17 12,97	35 0,282
$\cong -40$	11 3,88	8 10,55	4 8,51	23 0,185
Az oszlop összege és a viszonylagos gyakoriság	21 0,169	57 0,460	46 0,371	N = 124 1,000

$\chi^2 = 21,7$ ;  $m = 6$ ;  $\chi^2$  véletlen ingadozásának határa 20,0.

A dőlt számok az egyes mezőkre vonatkozó várható értékek.

a táblázat sok mezejében a várható érték (amit dőlt számokkal szedtünk) 5-nél kisebb lett volna, ami már nem felel meg  $\chi^2$ -re vonatkozó véletlen-valószínűségi határ kiszámítási követelményeinek. Minthogy a táblázatnak csak 6 szabadsági foka van, ezért a  $\chi^2$  véletlen-valószínűségi határa a 0,0027 valószínűségi szinten Pätou [4] szerint: 20,0. Az észlelésekből kapott  $\chi^2$  tehát kivülesik a véletlen ingadozások tartományán, vagy másszóval, a németországi nyári csapadék megadott nagysági osztályokra való megoszlása *nem tekinthető többé úgy, mintha véletlen ingadozások hozták volna létre egy olyan feltételezett eloszlásból, amelyben a napfoltciklus egyforma hosszú időszakai-ban egyforma valószínűséggel lépnének fel az értékek.*

Németországban a szárazságok vagy azáltal keletkeznek, hogy Észak-európán át száraz kontinentális légtömegek huzamosan advektálódnak magas légnyomás mellett, vagy pedig azáltal, hogy leszálló légmozgás uralkodik, tengeri levegő advekcója nélkül, egy Középeurópában fekvő anticiklonban. Nagy szárazságok idején többnyire mind a két ok működik. Koppenhágában, amely Középeurópához és Északeurópához is sorolható, mindkét esetben az

átlagosnál magasabb a légnyomás. Másrészt, amikor Koppenhágában alacsony a nyomás, akkor Középeurópa vagy ciklonban fekszik, vagy pedig dél-északi légnyomási gradiens és nyugati áramlás uralkodik, amely nedves maritim levegőt szállít. Mind a két helyzet esős időjárást jelent Németországban.

Mivel a nagymértékben száraz és nedves nyarak gyakorisága Németországban a napfoltciklus folyamán változik, azért azt kell következtetnünk, hogy Koppenhága nyári légnyomása is ugyanígy viselkedik. Persze figyelembe kell venni, hogy a németországi nyári csapadéknak a koppenhágai légnyomással való összefüggése nem függvényi, hanem csak stochasztikus összefüggés. Ez már abból is következik, hogy az összeg-, illetőleg középképzés hosszabb időszakból történik. Hogy az átlagosan fennálló kapcsolat alól kivétel is van, annak kiáltó példája az 1923. évi nyár. Bár ekkor a közepes légnyomás Koppenhágában a táblázat szerint 2,3 mb-ral a normálérték alatt volt, Németország nyara mégis nagymértékben száraz lett. Ez abból származott, hogy 1923-ban főleg a július volt száraz, és ebben a hónapban a koppenhágai nyomás valóban meghaladta a normálértéket — egyébként ez is naphatásnak tulajdonítható, mint a 3. részben meg fogjuk mutatni —, azonban júniusban és augusztusban Koppenhágának nagy nyomáshiánya volt. Ebben a két hónapban viszont a németországi csapadékelterések csak gyengén voltak negatívak.

Koppenhágát azért választottuk próbakőül, mert egész Észak- és Középeurópában itt áll rendelkezésre a leghosszabb (összehasonlítható) légnyomási sorozat. Már 1842-ben kezdődik. A koppenhágai nyári légnyomási közpeltéréseinek gyakorisági eloszlását a 12 mezős  $\chi^2$ -táblázat alakjában hasonlítottuk össze a napfoltciklusban elfoglalt helyükkel, éppen olyan módon, ahogyan fentebb a németországi nyári csapadék esetében tettük (3. táblázat).

### 3. TÁBLÁZAT

A gyakoriságok  $\chi^2$ -táblázata a koppenhágai nyári közepes légnyomás eltérései és az illető éveknek a napfoltciklusban való helyzete közti kapcsolat meghatározására

A nyári légnyomás eltérése mbar	Az egyes nyarak fekvése a napfoltciklusban			A sor összege és a viszonylagos gyakoriság
	2,4—1,6 évvel napfolt-extrémum előtt	1,1 évvel extrémum előtt és után	2,4 évnél többel vagy 1,2—1,5 évvel extrémum előtt, vagy 1,1 évnél többel extrémum után	
$\cong +1,8$	8 2,64	6 7,37	2 5,98	16 0,139
+1,7 és 0,0 között	6 7,10	17 19,83	20 16,09	43 0,374
-0,0 és -1,7 között	3 5,94	15 16,59	18 13,46	36 0,313
$\cong -1,8$	2 3,30	15 9,22	3 7,48	20 0,174
Az oszlop összege, és a viszonylagos gyakoriság	19 0,165	53 0,461	43 0,374	N = 115 1,000

$\chi^2 = 25,6$ ;  $m = 6$ ;  $\chi^2$  véletlen ingadozásának határa = 20,0.  
A dőlt számok az egyes mezőkre vonatkozó várható értékek.

A szabadsági fokok száma azonos volt, és  $\chi^2 = 25,6$  értéket kaptunk. Érdekes, hogy a légnyomással való kapcsolat szorosabb, mint a németországi csapadékkal. Amint a 2. részben majd kimutatjuk, a naphatások következtében jönnek létre: a napsugárzási változások a légnyomási eloszlást változtatják meg, ez pedig az általános cirkulációt. A csapadéokra való hatás csak másodlagos jelenség.

Az 1. és 3. táblázatból kitűnik, hogy a koppenhágai légnyomás is *kettős hullámot* vet a napfoltperiódus folyamán: magas nyomás lép fel, az egyformán valószínű értékekből levezetett várható értéket meghaladó gyakorisággal, 1,6—2,4 évvel a napfoltok minimuma és maximuma előtt, alacsony nyomás pedig a minimumok és a maximumok körüli időben.

A napfoltperiódus folyamán fellépő kettős hullám kimutatható továbbá a nyár derekán észlelt berlini légnyomásban, valamint az Azórok—Izland közti légnyomáskülönbség téli értékeiben, az ázsiai téli és nyári légnyomás különbségében (Barnaul + Irkutszk + Lahore + Karacsi), a déli félgömb szubtrópusi övének nyári közepes légnyomásában, a szigorú telek gyakoriságában Európa és az Egyesült Államok északi részére vonatkozóan, és Közép-európa bármely évszakban fellépő erős pozitív hőmérsékleti eltérésű hónapjainak számában [5, 6, 7, 8, 9].

## 2. Kísérlet a kettős hullám megmagyarázására

Hogy a makroszinoptikus helyzetek, ha nem is minden egyes napfoltperiódusban, de a periódusok többségében kettős gyakorisági hullámot mutatnak, arra olyan sok bizonyítékunk van, hogy ma már nem kételkedhetünk benne. Egészen nyilvánvaló, hogy legalábbis a mérsékelt és a sarki övben *nem érvényesül* 11 évi periodicitás. Ez feltűnő, hiszen a földmágnességben igen határozott, 11 év körüli periódus lép fel, a naptevékenységgel párhuzamosan. Ezek a tények elháríthatatlanul követelik, hogy fizikai okuk után nyomozzunk. A következőkben megkíséreljük, hogy az [1] alatti dolgozathoz csatlakozva egy magyarázatot adjunk, de ez még nem jelent végleges elméletet, hanem csak indítékot kívánunk adni, hogy a napfizikusok is foglalkozzanak ezzel a kérdéssel, amelynek a meteorológia számára óriási elméleti és gyakorlati jelentősége van.

A makroszinoptikus viszonyoknak és a földmágnességnek a napfoltperiódus folyamán észlelhető eltérő menetéből mindenekelőtt arra a kényszerítő erejű következtetésre jutunk, hogy a korpuszkuláris sugárzásnak, amely a földmágneses aktivitás okozója, nincsen hatása az időjárásra. Ugyanebből az eltérő menetből az a magyarázat kínálkozik, hogy a korpuszkuláris sugárzás, valamint a földmágnességre ható rövidhullámú fotonsugárzás (2000 angströmnél kisebb hullámhosszak) a kromoszféra legfelsőbb rétegeiből származnak és így a Napon nem szenvednek elnyelést; ellenben azok a sugarak, amelyek energiája az „időjárás” és a makroszinoptikus viszonyok („Großwetter”) jelenségeit létrehozza, a Nap fotoszférájából erednek. Ezeknek a sugaraknak tehát át kell hatolniuk a kromoszférán, mielőtt a világtérbe kijuthatnak. Eközben a fotoszféra felső rétegeiben és a kromoszféra alsó részében részleges elnyelést szenvednek. Mivel a Nap jelenségei és folyamatai mind szoros kapcsolatban állnak a naptevékenység összes többi jelenségeivel, amelyeknek látható kifejezői a napfoltok, azért feltehető, hogy a Nap külső rétegeinek elnyelőképessége sem állandó, hanem a napfoltokkal párhuzamosan változik. Ha ez így van és az ingadozások amplitudója eléggé jelentékeny,

akkor, mint az [1] alatti dolgozattól kitűnik, a legnagyobb sugárkibocsátás nem a naptevékenység maximuma idején lép fel, hanem két csúcsértékre bomlik, amelyek közül az egyik a foltminimum és az utána következő foltmaximum közt lép fel, a másik pedig a foltmaximum és az utána következő foltminimum között. Ez durva vonásokban megmagyarázná a makroszinoptikában mutatkozó kettős hullámot.

Persze a sugárzás két maximumának és két minimumának kimutathatónak kellene lennie az extraterresztrikus sugárzásra vonatkozó mérésekből, a szoláris együttható méréseiből is, amennyiben ilyen mérések kifogástalanul elvégezhetőek lennének. Az 1918 július és 1937 február közt végzett szoláris együttható mérésekben valóban mutatkozik ilyen kettős hullám, amit a [7] dolgozat 2. ábrája és a [8] dolgozat 287. ábrája tanúsít: maximum az 1921. év június—november közti hónapjaiban, minimum 1922 június—novemberben, maximum 1925 július—decemberben, minimum 1929 május—októberben, maximum 1931 december—1932 május között, minimum 1933 március—augusztusban, maximum 1934 október—1935 március között. A [7] dolgozat közelebbi adatokat hoz arról, hogy a maximális sugárzás idején az általános légkörzés megerősödik, a sugárzás gyengülése idején viszont az általános cirkuláció a normálisnál gyengébb, a monszoncirkuláció pedig megerősödik. Ugyanott azt is megmutattuk, hogy a szoláris együttható észlelt változásai, ha valóban reálisak, elegendők is a makroszinoptikusan észlelt hőmérsékleti eltérések magyarázatára.

A későbbi 20 év folyamán, mint a „*Monthly Means of Preferred Solar Constant Values*” című összeállításból kitűnik (a Smithsonian Institution, Washington, írásbeli közlése szerint) szintén felismerhető a kettős hullám. De részben meg volt zavarva és az extrém értékek egyrésze eltolódott. Az 1937. évi napfoltmaximum idején, az [1] alatt kifejett elmélettel összhangban, a szoláris együtthatónak minimuma lépett fel az 1937 március—augusztus közti 6 hónapban. De utána egy további, hasonló értékű minimum következett 1938 március—augusztusban és egy még erősebb minimum 1939 március—augusztus között, ami megfelel az 1938 nyári és 1939 tavaszi-nyári napfoltmaximumoknak. A szoláris együttható 1939 nyarán fellépett minimumát Középeurópa 1939/1940. évi szigorú tele követte. A szoláris állandó maximuma azután 1941 második félévében, 2,5 évvel a napfoltminimum előtt következett be, minimuma pedig az 1944 augusztus—1945 február közti 6 hónapos időszakban, kevéssel a foltminimum után. Az 1945. évben a közepes évi napfoltszám még kisebb volt, mint 35,0, de azután a napfoltok számának gyors növekedése indult meg egészen az 1947. évi erős maximumig. Ennekfolytán a szoláris együtthatónak a foltextrémumot mintegy két évvel megelőző maximuma elmaradt, éppen úgy, mint ahogyan a makroszinoptikai folyamatokban is elmaradtak azok a vonások, amelyek 2 évvel a napfoltextrémumok előtt szoktak fellépni. Az 1947. évi foltmaximumot a szoláris együtthatónak két maximuma fogta közre, egy gyengébb az 1946 augusztus—1947 január közti 6 hónapban, és egy igen erős maximum az 1948 június—novemberi 6 hónapban, amely a legnagyobb az 1920—1955 időszakban észlelt 6 havi értékek között. Ezeknek a rendkívüli viszonyoknak a nyomában lépett fel a csaknem másfél évszázados megfigyelési sorban példátlanul álló eset, hogy a foltmaximum közepén, 1947 nyarán, Északkeurópában magas volt a légnyomás és ennek megfelelően Középeurópában igen száraz nyár alakult ki (lásd 1. táblázatot). A szoláris együttható erősebb minimuma csak az 1951 november—1952 április közti 6 hónapban következett be, és ezt az 1954

tavaszi foltminimum előtt a szoláris együttthatónak egy második minimuma követte 1953 április—szeptember között. Már ismét a normális járásnak felelt meg a szoláris együtttható 1955 február—júliusi minimuma, mintegy 2,2 évvel a foltmaximum előtt. Ennek a 6 havi középértéknek a kialakításában részt vesz a szoláris együttthatónak az 1920—1955 időszakban észlelt legmagasabb havi középértéke is. Ez számszerűen 1,959 cal/cm<sup>2</sup> min. volt és 1955 júliusban lépett fel, ugyanabban a hónapban, amelyben egy széles magasnyomású öv jelent meg Skóciától Skandinávián át egészen Finnorszáig. Ez a szubtrópusi magasnyomású öv észak felé való eltolódásának fogható fel és Németország tengerpartjain nagy szárazságot idézett elő (l. a 4. táblázat utolsó sorát).

A két legutóbbi évtized szoláris együtttható értékeiben a kettős hullám kevésbé domborodik ki, de ez még nem cáfolja meg a kettős hullám szoláris magyarázatát. Hiszen a két legutóbbi napfoltciklus lefolyása maga sem felelt meg a normális lefolyásnak. Ismeretes továbbá, milyen bajos az extraterresztrikus sugárzás értékét a Föld felszínéről pontosan számbavenni. Először is, a szoláris állandó mérései nem ölelik fel az ibolyántúli sugárzás ingadozásait. Minthogy a kromoszférai kitörésekkel járó erős ibolyántúli sugárváltozásokból, valamint más megfigyelésekből (*Dobson, Pettit*) az olvasható ki, hogy a folytonos ibolyántúli sugárzásnak az ingadozásai is százalékosan sokkal jelentékenyebbek, mint az összes sugárzás ingadozásai, arra a gondolatra jutunk, hogy talán nem annyira az összes sugárzás ingadozásai, hanem az *ibolyántúli* sugárzás ingadozásai idézik elő a földi általános cirkuláció kettős hullámát. Ha ez így van, akkor nem annyira az energiahozam változásairól van szó, mint inkább az energiaátalakulási folyamatoknak bizonyos „kormányzásáról”. A földön észlelt jelenségek magyarázata ezen az alapon, az Északi Félgömbre szorítkozva, a következő volna: A téli félévben legtöbb ibolyántúli sugárzást a trópusi területek ozonoszférája kap. Ennek elnyelése a 20 és 40 km közti rétegeket fölmelegíti. Fölöttük a hőmérséklet ismét csökken. Itt tehát egy konvekciós övezet alakul ki, olyan, mint a troposzféra. Benne nagy magasságig felnyúló, adiabatikusan lefolyó függőleges mozgások uralkodnak. A termodinamika első főtétele értelmében itt fennáll

$$\frac{dT}{T} = 0,285 \frac{dp}{p}$$

vagyis pozitív hőmérsékletváltozásnak pozitív nyomásváltozás felel meg. Ha tehát az ibolyántúli besugárzás megnő, akkor a téli félévben a légnyomás 20 km magasságban a trópusok és szubtrópusok felett megnövekedik; ez megnöveli a télen úgyszólván meglevő légnyomásesést az egyenlítőtől a sark felé. Feltehető, hogy a dél-északi légnyomásgradiensnek ez a növekedése lefelé áttevődik legalábbis a felső troposzféráig. Ezáltal a nyugat-keleti planetáris cirkuláció megélnékül: a normálist meghaladó értéket vesz fel az Azórok—Izland közti és az Olaszország—Skandinávia közti légnyomáskülönbség, enyhe lesz a tél Nyugat- és Középeurópában, viszonylag enyhe lesz Kelet-európában, és meggyengül az ázsiai kontinens téli anticiklonja. Példák találhatók erre a [10] dolgozat IV. részében.

Nyáron, a nyári napfordulat környékén, a nappalok hosszúsága miatt, mint *F. Baur* és *H. Philipps* kimutatták [11], a magasban a sarkvidék kap legnagyobb besugárzást. Ez érvényes az összes sugárzásra és az ibolyántúli sugárzásra is. Ennek folytán 20 km magasságban, legalábbis június és július

folymán, a sarktól az egyenlítő felé irányul a légnyomásésés [12]. Ha az ibolyántúli sugárzás növekszik, akkor ez a légnyomásésés is megnő. A sarkvidéki öv magasabb rétegeiben beálló nyomásnövekedés a troposzférában támogatja a sarki öv szélén az anticiklonok keletkezését, egyes esetekben pedig a szubtrópusi magasnyomású öv észak felé tolódását. Ha Skandinávia felett blockingot képviselő anticiklon keletkezik, vagy az azóri anticiklonból Nyugat- és Középeurópán át egy nyúlvány fejlődik, akkor Középeurópa száraz nyarat kap.

Lehet, hogy a napfizikusok esetleg úgy találják, a világtérbe kijutó ibolyántúli és összes napsugárzás ingadozásai nem magyarázhatók meg a fotoszféra hőmérsékletének a naptevékenységgel párhuzamos változásaiból és a kromoszféra elnyelőképességnek egyidejű változásaiból. Mindenesetre pontosan meg kellene indokolni ezt az álláspontot. Ha ez megtörténnék, akkor az ibolyántúli és az összes napsugárzásnak a változásait talán azzal lehetne megmagyarázni, hogy a *fáklyák* és a *napfoltok* sokszor nem mutatnak egymással párhuzamos menetet. Az eltérések olykor annyira nagyok [7], hogy nem tekinthetők „véletlen” különbségeknek, amelyek abból magyarázhatók, hogy az eddigi észlelési eljárásokkal a fáklyaterületeket csak a napkorong kerületi részén, a központtól olyan távolságban lehet megállapítani, amely a korong sugarának 6/10-ét meghaladja. Mivel a fáklyák aránylag hosszúéletű képződmények, azért azok a fáklyák, amelyek egy adott napon központi fekvésük miatt láthatatlanok, vagy pár nappal előbb, vagy pár nappal később megfigyelésre kerülnek; többnyire előbb is és utóbb is láthatók. Ha tehát többhetes vagy többhónapos középértékeket képezünk, akkor az észlelhetőségből származó különbségeknek nagyrésztben már ki kell egyenlítődniük.

Ha azonban az történik, hogy bizonyos időszakokban a meleg fáklyák, máskor a viszonylag hidegfoltok kerülnek túlsúlyba, akkor ennek különbségeket kell okoznia az összsugárzásban, különösképpen pedig az ibolyántúli sugárzásban.

Ez a kísérlet, hogy a Nap sugárzásváltozásait a fáklyatevékenység és a folttevékenység időnként ellentétes járásával magyarázzuk, még nem ment fel bennünket az alól, hogy a napfoltcikluson belül mutatózó kettős hullámot megmagyarázzuk.

### 3. A napfáklyák jelentősége

Az ibolyántúli napsugárzásnak a magas rétegek légnyomás gradiensén át érvényesülő makroszinoptikai hatása, továbbá a napfoltok és fáklyák fellépése közötti meglehetősen laza párhuzamosság szükségessé teszi, hogy különös figyelmet fordítsunk a fáklyákra, minthogy ezek a folytonos ibolyántúli sugárzás forrásai. A 2. rész fejtegetései alapján azt várhatjuk, hogy nyár derekán a fáklyák megnövekedésekor, kivált ha ez egybeesik a napfoltszám csökkenésével, általában magas légnyomás keletkezik Északkeurópában.

A 4. táblázat az 1882—1955 időszak minden olyan évét tartalmazza, amelyben a fáklyaterület havi középértéke júniusról júliusra megnőtt, a napfoltszám pedig csökkent. Ilyen eset 16 volt. A táblázatból látjuk, hogy a 16 eset közül csak egyetlen olyan fordult elő, amelyben Edinburgh, Oslo és Koppenhága állomások júliusi középértékének átlaga a normálisnál kisebb volt. Annak alapvalószínűsége, hogy ez az átlag júliusban normális, vagy normálisnál meghaladó legyen, 0,55. Annak valószínűsége, hogy véletlen kiválasztás útján kapjunk két alternatív  $p_A = 0,55$  és  $p_B = 0,45$  alapvalószínűségű

eseményből álló sokaságból olyan eredményt, hogy 16 eset közül 15 alkalommal a  $p_A$  alapvalószínűségű esemény következzen be, a következő:

$$W = (16 \cdot 0,55^{15} \cdot 0,45 + 0,55^{16}) = 0,00099,$$

ami kisebb, mint 0,0027.

Itt tehát megint a makroszinoptikai állapotnak egy szoláris kapcsolata áll előttünk, amely nem vezethető vissza „véletlen” összetalálkozásra.

A talált 16 év között ott van az 1. fejezetben már említett 1923. évi július is. Igaz, a három északi állomás átlagos légnyomása ekkor normális volt, de a júniusról júliusra való emelkedés Oslo és Koppenhága átlagában 4,2 mbárt tett ki, holott normálisan 1,4 mbárt csökkennie kellett volna.

#### 4. TÁBLÁZAT

*Edinburgh, Koppenhága és Oslo júliusi középhélegnyomásából képezett átlag anomáliája* azon években, amelyekben a fáklyaterületek havi középértéke júniusról júliusra növekedett, a napfoltszám pedig csökkent

(1882—1955 időszakból)

#### 5. TÁBLÁZAT

*Lisszabon és Milánó januári középhélegnyomásából képezett átlag anomáliája* azon teleken, amelyeken a fáklyaterület havi középértéke decemberről januárra növekedett, a napfoltrelatívuszámok pedig csökkentek

(1882—1955 időszakból)

Év	Eltérés az 1881—1954 időszak normálértékétől, mbar	Év	Eltérés az 1867—1952. évi középtől, mbar
1885	+7,0	1886/87	+0,3
1896	+1,2	87/88	+3,6
1899	+3,9	89/90	+3,8
1900	+1,2	97/98	+6,8
1901	+4,9	1905/06	+3,9
1908	+2,2	07/08	+1,4
1916	+0,9	12/13	+0,3
1919	+1,5	13/14	+0,2
1923	0,0	17/18	+1,0
1925	+1,7	22/23	+3,2
1929	+1,5	25/26	+0,1
1936	-3,9	31/32	+8,0
1947	+0,4	44/45	-3,8
1948	+1,2	46/47	-0,7
1951	+2,0	48/49	+4,1
1955	+6,7	52/53	-1,4

Télen a fáklyatevékenység növekedése és a folttevékenység egyidejű csökkenése nyomában, a 2. rész értelmében azt kellett várnunk, hogy a szubtrópusi magasnyomású öv megerősödik és északra tolódik. A szubtrópusi övnek, illetőleg az öv északi szélének jellemzésére Lisszabon és Milánó állomásokat választjuk.

Az 5. táblázatban az 1882—1955 időszak mindazon telei szerepelnek, amelyekben a fáklyák havi középértéke decemberről januárra megnőtt, a foltoké pedig csökkent. Megint 16 esetünk van. Ezekből 13 esetben a Lisszabon-i és Milánó-i légnyomás átlaga valóban normális feletti volt, az eltérés a 16 év átlagában + 1,9 mbar. De  $13/16 = 81\%$ , és ez még nem éri el a véletlen in-

gadozások határát. Mégis, ez a magas százalék figyelmet követel. Lehet, hogy az észlelési anyag további gyarapodása során a kapcsolat mégis a véletlen ingadozást meghaladónak fog mutatkozni.

#### 4. Rövid ideig tartó szoláris folyamatok hatása az időjárásra

Eddig csak hosszabb tartamú szoláris állapotok és folyamatok hatását vizsgáltuk az időjárásra. Most megmutatjuk, hogy rövidebb tartamú szoláris folyamatoknak is nyilvánvaló hatásuk van.

H. *Trenkle* [13] kimutatta, hogy a relatív napfoltszámok napi értékeiben ( $R$ ) mutatkozó elszigetelt csúcsertékek fellépése után a szélességi nyugat-keleti összetevője ( $U_{g120}$ ) az 500 millibáros szintben, az 50. és 60. északi szélességek és a 60. keleti és 60. nyugati hosszúságok közti területen az ötödik napon az esetek 73%-ában, a hatodik napon az esetek 76%-ában megnövekedett, éspedig középértékben 3 m/s értékkel (az 1948—1956 időszakban). „Elszigetelt csúcsertékek” számított a napi napfoltrelatívszámok sorában az olyan másodlagos maximum, amelyet 5 napon belül nem követett sem egy minimum, sem egy második maximum, és a megelőző másodlagos minimumtól legfeljebb 10 nap választotta el, a növekedés pedig a minimumtól a maximumig legalább 40 egységnyi volt.

Annak alapvalószínűsége, hogy  $U_{g120}$  értéke egy tetszőleges naptól számított 5. vagy 6. napra megnőjjön, *Trenkle* szerint 0,50. Mivel 74 olyan eset volt, mely a felállított kikötéseknek megfelelt, a viszonylagos gyakoriság véletlen ingadozásainak valószínű felső határa 0,68. Az észlelt 73, ill. 76% tehát meghaladja a véletlen ingadozások kereteit.

Kár, hogy *Trenkle* vizsgálataiban a napfoltszámot használta. Ha a napi napfoltterületeket használta volna, bizonyára még meggyőzőbb eredményt kap. De a fáklyaterületek napi értékeit nem lehet statisztikai vizsgálatoknak alávetni, amíg az adatok nem vonatkoznak az egész napkorongra.

F. *Baur* [14] kimutatta, hogy erős napkitörések után Középeurópában általában fölmelegszik az idő, vagy a már meglévő pozitív hőmérsékleti anomália fennmarad. Az erős napkitörés „indikátorául” a planetáris földmágnességi karakterszámot ( $K_p$ ) választottuk, mégpedig az 1938 és 1957 július közti időszak mindazon eseteit vizsgáltuk, amelyekben  $K_p = 9$  volt, avagy pedig, amelyekben két-háromórás időközökben  $8_+$  vagy egy háromórás időközben  $8_+$  és három utánakövetkező háromórás időközben 80 volt az értéke. Az előfordult 28 eset közül 20 alkalommal az utána következő 3., 4. és 5. nap Berlinben (ill. Potsdamban) melegebb volt a normálisnál. Ennek alapvalószínűsége 0,31, és ennek megfelelően a 28 esetre vonatkozó véletlen előfordulási határ értéke 0,60. Az észlelt relatív gyakoriság,  $20/28 = 0,71$ , eszerint nem tulajdonítható véletlen ingadozások eredményének. A 28 eset közül 24-ben (86%) Hamburg, Berlin és Frankfurt a. M. állomások közül legalább kettőn lépett fel, legkésőbb a 6. napon, legalább 3 normálisnál melegebb nappól álló sorozat. Az erős napkitöréseket követő felmelegedést *Baur* azzal a feltevessel magyarázta, hogy az ennyire erős földmágnességi hatást kiváltó kitörések egyúttal erős ibolyántúli kitörésekkel is együttjárnak, ezek pedig a felső légrétegekben légnyomásnövekedést idéznek elő, amely az évszaknak megfelelően más és más földrajzi fekvésben lép fel, de Középeurópa számára minden évszakban olyan troposzférai következményekkel jár, amely felmelegedésre vezet.

Dolgozatunkban hétféle kapcsolatot mutattunk ki az időjárás, a makroszinoptikai állapotok (Großwetter) és a Napon végbemenő folyamatok között.

Ezek közül 6 összefüggés „statisztikailag megalapozottnak” bizonyult, egy pedig a véletlen ingadozások határára esik. Tudománytalan volna ezekre a kapcsolatokra szemet húnyni egyedül csak azért, mert nem illeszkednek be abba a régi elképzelésbe, amely szerint szoláris eredetű időjárási hatások csak a napfoltmaximumok és napfoltminimumok fellépésével párhuzamosan mutatkoznának. Ezeknek a kapcsolatoknak a szinoptikában és makroszinoptikában nagy elméleti és gyakorlati szerepük van.

Okvetlen szükséges tehát, hogy ezek a vizsgálatok tovább folyjanak és a felsorolt, eltagadhatatlan tapasztalati tények számára megnyugtató fizikai magyarázatot találjunk. Ez azonban *csakis* a napfizika intenzív közreműködésével érhető el.

#### IRODALOM

- [1] *Baur, F.* : Schwankungen der Solarkonstante. Zeitschr. f. Astroph. **4**, 180—189 (1932).
- [2] *Baur, F.* : Langjährige Beobachtungsreihen in Linke's Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausgabe, II. Bd. Tabelle 171, Übergreifende Fünfmonatsmittel der Sonnenfleckenrelativzahlen 1749—1951. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig 1953.
- [3] *Baur, F.* : Rechnerische und mathematische Hilfsmittel des Meteorologen in Linke's Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausgabe, II. Bd. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig 1953.
- [4] *Pätau, K.* : Eine Neue  $\chi^2$ -Tafel. Zeitschr. f. Vererbungslehre **80**, 558—564 (1942).
- [5] *Baur, F.* : Sonnenflecken und Witterung. Natur und Museum **1932**, 68.
- [6] *Baur, F.* : Die doppelte Schwankung der atmosphärischen Zirkulation in der gemäßigten Zone innerhalb des Sonnenfleckenzyklus. Meteorol. Rundschau, **2**, 10—15 (1949).
- [7] *Baur, F.* : Zurückführung des Großwetters auf solare Erscheinungen. Archiv f. Met., Geoph. u. Bioklim. A, Bd. I. 358—374 (1949).
- [8] *Baur, F.* : Die Erscheinungen des Großwetters, 8. Kapitel: Beziehungen des Großwetters zu kosmischen Vorgängen, in *Hann—Süring*, Lehrbuch der Meteorologie. 5. Aufl. (1949).
- [9] *Baur, F.* : Extended range weather forecasting in Compendium of Meteorology, S. 814—833; American Meteorol. Soc. Boston 1951.
- [10] *Baur, F.* : Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen. I. Band. Frankfurt a. M. 1956.
- [11] *Baur, F.* és *H. Philipps* : Der Wärmehaushalt der Lufthülle der Nordhalbkugel im Januar und Juli und zur Zeit der Äquinoktien und Solstitien. I. Mitteilung: Die Einstrahlung bei normaler Solarkonstante. Gerl. Beitr. z. Geophys. **42**. 160—207 (1934).
- [12] *Scherhag, R.* : Wetteranalyse und Wetterprognose. Abb. 31. Berlin, Göttingen und Heidelberg 1947.
- [13] *Trenkle, H.* : Die zonale Windkomponente im atlantisch-europäischen Sektor in Abhängigkeit von kurzperiodischen Schwankungen der Sonnenaktivität. Met. Rundschau, **10**, S. 35—38 (1957).
- [14] *Baur, F.* : Die Temperatur Mitteleuropas nach starken Sonneneruptionen. Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes, Berlin, Beilage Nr. 114 u. 115; Juli 1957 und Ergänzungen hierzu, Beilage Nr. 117; August 1957.

## A nem teljesen megnedvesíthető kondenzációs magvak hatékonyságáról

*Összefoglalás.* A nem teljesen megnedvesíthető anyagokból álló részecskék bizonyos körülmények között légköri kondenzációs magvakat alkothatnak. A cseppképződés folyamatában résztvevő tényezők és energiák vizsgálata kapcsán a szerző kimutatja, hogy bizonyos nagysághatáron alul a magvak mérete fontosabb tényező a cseppképződés szempontjából, mint megnedvesíthetőségüknek foka.

★

*On the Activity of Semi-Wettable Substances as Condensation Nuclei in the Atmosphere.* Under certain conditions, particles consisting of substances that are not entirely wettable by water are able of acting as condensation nuclei in the atmosphere. By an analysis of the forces and energies involved in the process of droplet formation, it is shown that, under a certain size-limit of the nucleus, its dimensions are to be considered as a more important factor for the production of a droplet, than its degree of wettability.

★

A kondenzációs magok hatékonyságának mértékéül annak a munkának a hatékonyságát tekinthetjük, amelynek elvégzésével az illető magon egy csíracepp képződhetik. Ennek a munkának az értéke termodinamikai úton vezethető le [1]. Ha feltételezzük, hogy a kondenzációs mag szilárd részecske, amely vízben oldhatatlan és teljesen megnedvesíthető (a legkedvezőbb esetben sórészecske vagy valamely sóoldat), a felületén vízmolekulákat köthet le és ott vékony vízréteg képződhet, még azt megelőzően, hogy a spontán kondenzációhoz szükséges és a mag nagyságának megfelelő vízgőztúltelítettség bekövetkezik. Ezt a képződményt a folyékony állapot csírázás alatti fázisának lehet tekinteni: egy molekulakomplexum, amely különféle halmazállapotú kiinduló részecskéből áll. A későbbi kondenzációs folyamat lefolyására nézve — amely a cseppcsírának közönséges cseppé való növekedését jelenti —, természetesen jelentőséggel bír az idegen részecske által nem teljesen beszívott vékony vízréteg magatartása. Magának a vékony vízrétegnek a kialakulása a légkörben levő kondenzációs magvak működésének „előkészítő periódusához” tartozik és szoros kapcsolatban van a légkörben levő víz szilárd fázisának kialakulásával is [2]. Ezért a különböző talajfelszíneken levő vékony vízrétegek állapotának és sajátosságainak tanulmányozása különösen fontos, figyelemmel arra a szerepre, amit ezek a rétegek mind a légkörben levő magvak „előkészítése”, mind a különböző felszíneken keletkező folyékony és szilárd kicsapódások létrejötté szempontjából betöltenek.

E feltételezések alapján csírázási stádiumban levő gömbalakú magból indulunk ki, amelyet eléggé vastag vízréteg vesz körül, és amelynek sugara  $r_0$ , a párányomás pedig  $p_0 > p_k$ , ahol  $p_k$  jelenti az  $r_k > r_0$  sugarú csírával egyensúlyban levő túltelített vízgőzök nyomását. Megfordítható izoterm folyamatot végeztetve, a következő képletet kapjuk arra a munkára, amely az idegen, teljesen megnedvesíthető mag körüli csíra képződéséhez szükséges [3]:

$$A_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi r_0^2 \sigma \left( 3 - \frac{r_0}{r_k} \right) \quad (1)$$

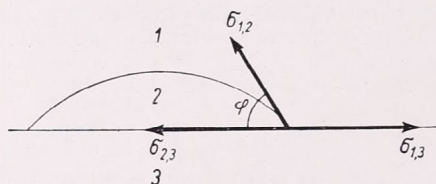
\*) A tanulmány szerzője *prof. dr. Ljubomir Krasztanov*, a Bolgár Tud. Akadémia lev. tagja, a Bolgár Hidrometeorológiai Szolgálat igazgatója (Szófia).

ahol a  $\sigma$  jelenti a víz felületi feszültségét. E képletből látható, hogy az  $A_k$  munka mindig kevesebb lesz annál az

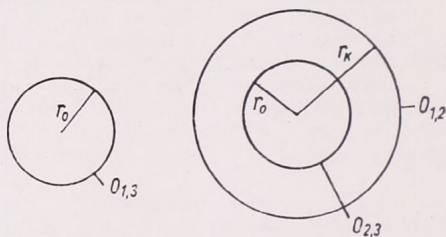
$$A_k^0 = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma \quad (1a)$$

munkánál, amely ahhoz szükséges, hogy ugyanilyen nagyságú csíráat formáljon ki homogén vízgőzben.

A légkörben azonban nem minden idegen mag (szilárd részecske) áll teljesen nedvesíthető anyagból. Vannak még *nem teljesen nedvesíthető* magvak és *egyáltalán nem nedvesíthető* magvak. Igen érdekes annak kutatása, hogy milyen szerepet játszik e két fajta mag a kondenzációs folyamatokban,



1. ábra – Puc. 1.



2. ábra – Puc. 2.

mekkora a hatékonyságuk a teljesen nedvesíthető magvakhoz képest, és mindenekelőtt az, hogy a nem teljesen nedvesíthető magvak milyen esetekben vesznek részt a légköri kondenzációs folyamatokban.

Ha a nem teljesen nedvesíthető mag hatékonyságát oly módon vizsgáljuk, hogy megállapítjuk azt a munkát, mely a cseppcsíra létrejöttéhez szükséges, figyelembe kell vennünk az alapfelület (mag) és a kicsapódott anyag (víz) közötti fajlagos felületi energiát. A nedvesítés fokának mérésére a „nedvesítési szöget” lehet felhasználni, amelyet a kicsapódott anyag felülete és az alapfelület zár be (1. ábra). Ez a szög szolgál továbbá a kicsapódott anyag és az alapfelszín közötti adhéziós erő mértékéül is. Vannak szerzők [4], akik  $\cos \varphi$ -t a víz szilárd alapfelületre vonatkozó adhéziós koefficiensének nevezik levegő jelenlétében.

Vizsgáljuk meg az  $r_0$  sugarú szilárd gömbalakú részecskét (azaz kondenzációs magot), amely  $p_1$  feszítőerejű vízgőzben van. A részecske a ráakódott vízmolekulák következtében megnövekszik és eléri az  $r_k$  sugarú cseppcsíra mértékét, ahol  $r_k > r_0$ .

Ha a gázalakú, folyadékalakú és szilárd fázisokat megfelelő 1, 2, 3 indexszámokkal jelöljük meg (2. ábra), a három fázis közötti fajlagos felületi energiát megfelelőképpen  $\sigma_{1,2}, \sigma_{2,3}, \sigma_{1,3}$  betűkkel jelölhetjük, a megfelelő határfelületek nagyságát pedig  $O_{1,2}, O_{2,3}$  és  $O_{1,3}$ -mal. Mivel ezek gömbalakúak,

$$O_{1,2} = 4 \pi r_k^2, \quad O_{2,3} = 4 \pi r_0^2, \quad O_{1,3} = 4 \pi r_0^2$$

$$\text{vagyis } O_{2,3} = O_{1,3}$$

Volmer tételének [5] felhasználásával az  $A_k^*$  cseppcsíra kialakulásához szükséges munkát úgy képzelhetjük el, hogy a csíra felületének létrehozásához szükséges ráfordított munkát  $A_0$ -val, a csíra térfogatának létrejötténél előállott munkát  $A_v$ -val jelölve

$$A_k^* = A_0 - A_v.$$

A csíra felületének létrehozásához szükséges munka

$$A_o = \sigma_{1,2} O_{1,2} + \sigma_{2,3} O_{2,3} - \sigma_{1,3} O_{1,3} = \\ = 4 \pi r_k^2 \sigma_{1,2} + 4 \pi r_o^2 \sigma_{2,3} - 4 \pi r_o^2 \sigma_{1,3}$$

vagy

$$A_o = 4 \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - 4 \pi r_o^2 (\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3})$$

A csíra térfogatának kialakulásához szükséges munka képlete:

$$A_v = V_{1,2} (p_2 - p_1),$$

ahol

$$V_{1,2} = \frac{4}{3} \pi (r_k^3 - r_o^3)$$

a  $p_1$  és  $p_2$  pedig gázalakú és folyékony fázisok feszítőerejét jelölik.

A Thomson—Gibbs-féle egyenletből az következik, hogy

$$p_2 - p_1 = \frac{2 \sigma_{1,2}}{r_k}$$

Ekkor tehát a csíra térfogatának létrehozásához szükséges munka a következő lesz:

$$A_v = \frac{8}{3} \pi (r_k^3 - r_o^3) \frac{\sigma_{1,2}}{r_k}$$

A csíra létrejöttéhez szükséges összes munka a következő:

$$A_k^* = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - 4 \pi r_o^2 (\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3}) + \frac{8}{3} \pi \frac{r_o^3}{r_k} \sigma_{1,2} \quad (2)$$

Amikor a kondenzációs mag (vagy felszín) higroszkópikus test, vagy vízzel teljesen megnedvesíthető anyag, akkor a felületi erők egyensúlyát a következő összefüggés szabja meg:

$$\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3} = \sigma_{1,2} = \sigma \quad (3)$$

ahol ebben az esetben  $\sigma$  a víz felületi feszültségét jelenti. Ha most a (2) egyenletbe behelyettesítjük a (3) összefüggést, megkapjuk azt az  $A_k$  munkát, amely egy teljesen nedvesíthető mag körüli cseppcsíra kialakulásához szükséges, azaz a már ismert (1) számú képletet.

A legáltalánosabb esetben, amikor a felszín nem teljesen nedvesíthető, és valamiféle nedvesítési szög áll fenn, a felületi erők egyensúlyát (1. ábra) a következő kifejezés adja meg:

$$\sigma_{1,3} = \sigma_{2,3} + \sigma_{1,2} \cos \varphi \quad (4)$$

ahol  $\varphi$  jelenti a nedvesítési szöget.

A (4) egyenletből

$$\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3} = \sigma_{1,2} \cos \varphi$$

ezt behelyettesítve a (2) egyenletbe, a következő kifejezést kapjuk arra a munkára, amely a cseppcsírának a nem teljesen nedvesíthető mag körül való kialakulásához szükséges:

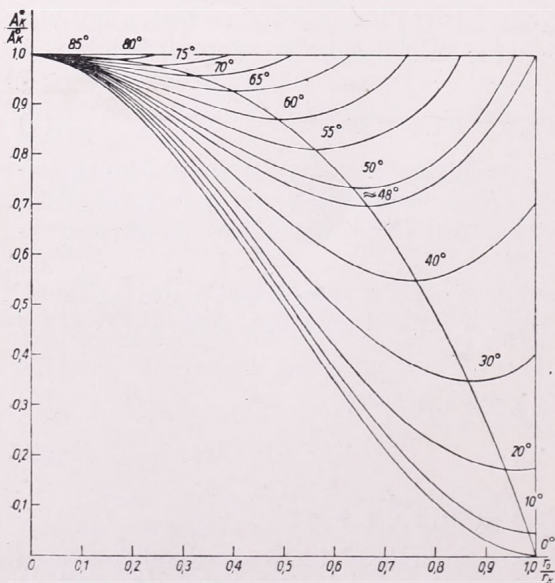
$$A_k^* = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - \frac{4}{3} \pi r_o^2 \sigma_{1,2} \left( 3 \cos \varphi - 2 \frac{r_o}{r_k} \right) \quad (5)$$

ahol  $\sigma_{1,2} = \sigma$  jelenti a víz felületi feszültségét. Látható ebből, hogy ugyanazon légköri feltételek mellett ez a munka mind  $\cos \varphi$ -től, mind a magvak nagyságától ( $r_o$ ) is függ. Ha  $\varphi = 0$ , azaz a mag teljesen nedvesíthető, a munka kifejezésére az előbb levezetett összefüggést kapjuk (1). Ha  $\varphi = 180^\circ$ , azaz a mag egyáltalán nem nedvesíthető, a munka kifejezésére a következő képletet kapjuk:

$$A_k^{**} = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma + \frac{4}{3} \pi r_o^2 \sigma \left( 3 + 2 \frac{r_o}{r_k} \right) \quad (6)$$

Mint a (6) képletből láthatjuk, ez a munka mindig nagyobb a homogén vízgőzből fejlődő (idegen csíra segítsége nélkül képződő) cseppcsíra kialakulásához szükséges munkánál, bármely  $r_o$  nagyságú csíra esetében. Következésképpen a tetszés szerinti nagyságú egyáltalán nem nedvesíthető részecske nem szolgálhat alapul cseppcsíra kialakulásához a légkörben fennálló túltelítési viszonyok között. Ez érvényes csökkenő nedvesítési szög mellett  $\varphi = 90^\circ$ -ig bezárólag. A kapott eredmény — hogy az egyáltalán nem nedvesíthető magvak nem szerepelnek kondenzációs magvak gyanánt a légkörben, — ellene mond *C. Junge* [6] tapasztalati eredményeinek, aki azt állítja, hogy szilárd, nem oldódó és nem nedvesíthető magvak kondenzációs csírákat alakíthatnak. Valószínű, hogy *Junge* kísérletei során *nem teljesen nedvesíthető* magvakkal dolgozott, amelyek bizonyos feltételek mellett — mint ezt a továbbiakban bemutatjuk, — kondenzációs csírákat alkothatnak, de *Junge* nyilván nem használt olyan magvakat, amelyek *egyáltalán nem nedvesíthetők*, mert ezek jóformán nem is fordulnak elő a valóságban és bizonyos határesetet képeznek.

Ahhoz, hogy megtaláljuk azokat a feltételeket, amelyek mellett a nem teljesen nedvesíthető magvak kondenzációs csírákat képezhetnek  $0 < \varphi < 90^\circ$



3. ábra — Puc. 3.

értékű nedvesítési szögek esetén, az  $A_k^*/A_k^o$  arányt vizsgáljuk meg, azaz megnézzük azt, hogy milyen arány áll fenn a nem teljesen nedvesíthető  $A_k^*$  magvak esetében való csíra kialakulásához szükséges munka és a homogén vízgőzben (egyéb csírák nélkül) történő csíráképződéshez szükséges  $A_k^o$  munka között. Az (1a) és (5) összefüggésekből a két munka közötti kapcsolat képlete a következő:

$$\begin{aligned} \frac{A_k^*}{A_k^o} &= 1 - 3 \cos \varphi = \\ &= \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^2 + 2 \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^3 \quad (7) \end{aligned}$$

A 3. ábrán bemutatjuk az  $A_k^*/A_k^o = f(r_o/r_k)$  összefüggést, ahol  $\varphi < 90^\circ$ . A  $\varphi = 0^\circ$  görbe

az  $A_k/A_k^0$  összefüggést mutatja be, azaz azt a kapcsolatot, amely a nem teljesen nedvesíthető magvak esetén és a homogén vízgőz esetén adódó munkák között fennáll. Látható, hogy  $A_k \rightarrow 0$ , ha  $r_o \rightarrow r_k$ . A  $0 < \frac{r_o}{r_k} < 1$  határok közt mindig fennáll, hogy  $A_k < A_k^0$ .

Olyan  $\varphi$  értékeknél, amelyek megfelelnek a

$$0 \leq \varphi \leq 48^\circ 12', \quad (8)$$

a munka, amely az  $A_k^*$  nem teljesen nedvesíthető magon történő cseppesírá kialakulásához szükséges, mindig mint a homogén vízgőzben keletkező  $A_k^0$  csíra kialakulásához szükséges munka, vagypedig egyenlő ezzel a munkával, éspedig valamennyi  $r_o/r_k$  értéknél, amely kielégíti a

$$0 \leq \frac{r_o}{r_k} \leq 1 \quad (9)$$

feltételt. Ez azt jelenti, hogy van egy bizonyos  $\varphi \approx 48^\circ$  határértéke a nedvesítési szögnek, amelynél kisebb szög esetén a nem teljesen nedvesíthető magvak bármely  $r_o$  esetén mint csíra működnek.

Olyan  $\varphi$  értéknél azonban, amely kielégíti a

$$48^\circ 12' < \varphi < 90^\circ \quad (10)$$

feltételt, fennáll egy bizonyos kritikus  $r_o/r_k$  érték, úgy, hogy ennél nagyobb értéknél a magvak nem működnek csíráként, tekintve, hogy a

$\left(\frac{r_o}{r_k}\right) > \left(\frac{r_o}{r_k}\right)_{kp}$  értékek számára az  $A_k^* > A_k^0$  feltétel fennáll. Mint a 3. ábrán

láthatjuk, például  $\varphi = 60^\circ$ -nál  $\left(\frac{r_o}{r_k}\right)_{kp} = 0,74$ . A  $\varphi$  érték minél inkább megkö-

zelíti a  $90^\circ$ -ot, annál inkább csökken (adott túltelítés esetén) a nem teljesen nedvesíthető mag kritikus mérete: a kritikus méreten alul csíráképződés lehetséges. Így például a  $\varphi > 70^\circ$  értékeknél a nem teljesen nedvesíthető mag sugarának kisebbnek kell lennie, mint az illető túltelítési értéknek megfelelő csíra sugarának a fele, hogy a mag csíráképződés alapjául szolgálhasson (ill., pontosabban kifejezve, ahhoz, hogy a mag  $r_k$  méretű csírává növekedjék).

Bármely  $\varphi$  értéknél, amely kielégíti a  $0^\circ < \varphi < 90^\circ$  feltételt, a (7) függvénynek minimuma van, vagyis a csíra kialakulásához szükséges  $A_k^*$  munka a legkisebb. Ez azt mutatja, hogy fennáll bizonyos legkedvezőbb arány a  $\varphi$  nedvesítési szög és az  $r_o$  mag sugara között. Ha a (7) függvényt differenciáljuk  $\varphi = konstans$  mellett  $r_o/r_k$  szerint, és a differenciálhányadost zérussal tesszük egyenlővé, a következő összefüggést kapjuk:

$$\frac{r_o}{r_k} = \cos \varphi$$

vagy

$$r_o = r_k \cdot \cos \varphi \quad (11)$$

A (11) összefüggés azt mutatja, hogy ha az adott anyagra nézve ismeretes a nedvesítési szög, akkor bármely  $\ln \frac{p_k}{p_\infty} = \frac{2 \sigma M}{\rho R T r_k}$  túltelítettségnél meg

lehet határozni ezen anyagból álló magnak azt a méretét, amely legkedvezőbb a cseppesírá kialakulása szempontjából. Ez a következő összefüggés alapján történik :

$$r_o = \frac{2 \sigma M}{\rho RT \ln \frac{p_k}{p_\infty}} \cos \varphi \quad (12)$$

A csírák kialakulásához szükséges munkák hányadosának minimális értékét, ill., — ami ugyanazt jelenti —, az  $A_k^*$  legkisebb munkát, bármely  $\varphi$  értékre a következő kifejezés adja meg :

$$\left( \frac{A_k^*}{A_k^0} \right)_{min} = 1 - \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^3 = 1 - \cos^3 \varphi \quad (13)$$

(Ezt a 3. ábrán pontozott görbével tüntetjük fel.)

Ugyanolyan méretű teljesen nedvesíthető és nem teljesen nedvesíthető magvak és ugyanakkora túltelítettség esetén a kialakulási munkák következőképpen viszonyulnak egymáshoz :

$$\frac{A_k^*}{A_k} = \frac{1 - 3 \cos \varphi \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^2 + 2 \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^3}{1 - 3 \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^2 + 2 \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^3} \quad (14)$$

ahol  $A_k$ -val jelöljük a teljesen nedvesíthető magon való kialakulásához szükséges munkát. Az  $A_k^*/A_k$  értékeket a különböző  $\varphi$  értékhez tartozó görbék ordinátái és az  $A_k^* = f(r_o/r_k)$   $\varphi = 0$  görbe ordinátái közötti arány adja meg, illetőleg ugyanezt adja meg az  $A_k = f(r_o/r_k)$  görbe ordinátához való arányuk. Ezek a kapcsolatok azt mutatják, hogy bár az  $A_k^*$  munka kisebb  $A_k^0$ -nál, mégis nagyobb, mint a teljesen nedvesíthető magokra vonatkozó  $A_k$ . Ugyanazon  $\varphi$  esetén az  $A_k^*/A_k$  hányados elenyészik a magvak méretének csökkenésével. Ez azt jelenti, hogy a kisméretű magvaknál a kondenzáció bekövetkeztére döntő körülmény a magvak nagysága és ez nagyobb szerepet játszik, mint nedvesíthetőségük.

#### IRODALOM

- [1] Л. Кръстанов : Върху някои основни въпроси в микрофизиката на облаците, Трудове на ЦМИ, т. I, 1941, 15. old.
- [2] L. Krastanow : Bemerkungen zur Klärung des Problems der atmosphärischen Eisteilchenbildung, Met. Zeitschr. 61, 1944, 19. old.
- [3] Л. Кръстанов : Върху някои основни въпроси при кондензационните процеси в атмосферата, Год. на Соф. унив., т. XLIV, 1947—48, 5. old.
- [4] Dufour, L.—Defay, R. : Sur la formation des germes de condensation et de solidification autour d'un noyau solide insoluble, Tellus, Vol. 5., No. 3, 1953, 296. old.
- [5] Volmer, M. : Kinetik der Phasenbildung, Dresden u. Leipzig, 1939, 100. old.
- [6] Junge, C. : Zur Frage der Kernwirksamkeit des Staubes, Met. Zeitschr., 53., 1936, 186. old.

## A kisugárzási ködök keletkezésének összefüggése a harmatpont változásával

*Összefoglalás.* A ködhelyzeteknek kielégítő pontossággal történő előrejelzéséhez elengedhetetlen a ködképződés feltételeinek részletes vizsgálata. A több napig tartó ködhelyzet — amely még ma is a légiforgalomnak egyik akadályja — kisugárzási és advektív ködképző hatásokból tevődik össze. A tanulmány a kisugárzási ködökkel foglalkozva vizsgálja a ködképződés feltételeit, a különböző köd-előrejelzési módszereket, majd a szerzőnek a ködprognózist elősegítő néhány diagramját ismerteti s a harmatpont napi változásának két típusát, valamint a ködprognózis javításának lehetőségét mutatja be.

★

*Der Zusammenhang zwischen der Entstehung von Ausstrahlungsnebel und den Schwankungen des Taupunktes.* Zu einer mit befriedigender Genauigkeit erfolgenden Vorhersage der Nebellagen ist die eingehende Untersuchung der Bedingungen der Nebelbildung unumgänglich erforderlich. Eine mehrere Tage andauernde Nebelage — die auch heute ein Hindernis des Luftverkehrs darstellt — setzt sich aus Ausstrahlungseffekten und aus advektiven nebelbildenden Faktoren zusammen. In der Abhandlung werden in Zusammenhange mit den Ausstrahlungsnebeln die Bedingungen der Nebelbildung, dies verschiedenen Methoden der Nebelvorhersage, sowie einige, die Nebelprognose erleichternden Diagramme des Verfassers angegeben und zum Abschlusse zwei Typen der täglichen Schwankung des Taupunktes, sowie die Möglichkeit einer Verbesserung der Nebelvorhersage besprochen.

★

A kisugárzási köd képződésének jólismert feltételei a következők : magas relatív nedvességű levegő, derült vagy a kisugárzást csak kis mértékben csökkentő égbolt, 2—3 m/sec-nál nem erősebb szél és felfelé állandó vagy növekvő specifikus nedvesség. Vizsgálatainkban a többi ködfajtától való elválasztásuk a fenti feltételeknek megfelelően történt. Nem vettük figyelembe azokat a ködhelyzeteket, amikor a borultság az éjszaka folyamán 5/8—6/8-nál nagyobb volt, vagy a szélesség 3—4 m/sec-nál magasabb értékeket ért el.

A ködprobléma tárgyalásához a termohigrometrikus adatok közül a harmatpontot használtuk fel. Ez tudvalevőleg izobárikus hőmérsékletváltozással szemben konzervatív, táblázatból könnyen számítható, és a hőmérséklettől való eltérése, az ún. harmatpont-depresszió jól jellemzi a levegő telítettségét. Napi menete kb. ötöde-hatoda a hőmérsékletének.

A kisugárzási ködök előrejelzését három úton kísérrelhetjük meg : szinoptikus, elméleti és empirikus módszerrel.

A szinoptikus módszer a szinoptikus térképet használja fel. Itt a prognosztizőr tapasztalatai erős mértékben szubjektív jelleget kölcsönöznek a prognózisnak, helyi részletezésbe már nehezen bocsátkozhat.

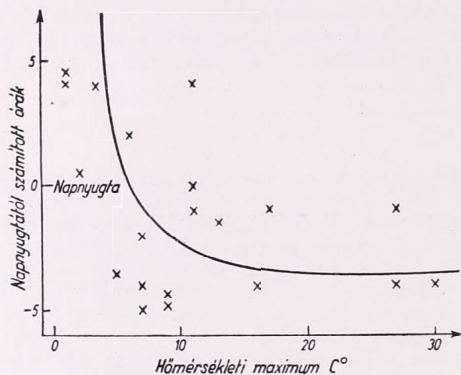
Az elméleti módszer hidro- és termodinamikai egyenleteket alkalmaz. Nehézsége, hogy olyan nagyszámú tényezőt kell figyelembe vennie, melyek az egyenletek megoldásait megnehezítik.

Az empirikus módszer a feladat elméleti megoldásában adódó nehézségnek kísérleti megkerülése. A módszer azon pontokra érvényes, melyeknek észleléseit statisztikailag feldolgoztuk. Legsikeresebb a világos fizikai törvényeken nyugvó empirikus módszer, mely kiegészíti a szinoptikus köd-előrejelzést.

A kisugárzási köd előrejelzésére többféle empirikus módszert dolgoztak ki. Általános alapelvüket a következő egyenlet fejezi ki:

$$\Delta T_k = (T - \tau) + \delta T_k$$

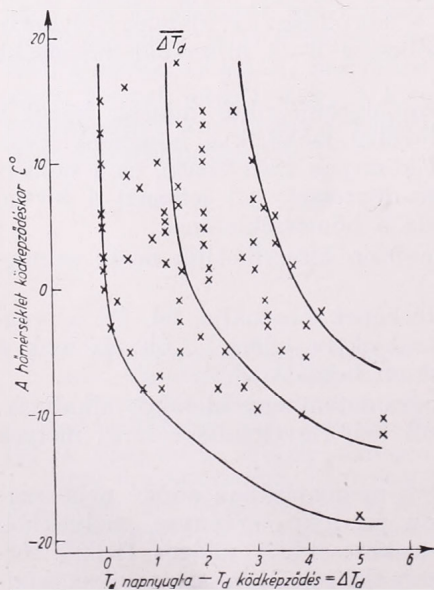
ahol  $\Delta T_k$  a ködképződéshez szükséges lehülés a napnyugtakor észlelt hőmérséklettől számítva,  $(T - \tau)$  az ugyanakkor mért harmatpont-depresszió és  $\delta T_k$  az a hőmérsékletkülönbség, amellyel a hőmérsékletnek az esti harmatpont alá kell csökkennie, hogy köd képződjék.



1. ábra

egy kiegészítő lehülés, melyre azért van szükség, mivel a harmatpont napnyugtától a köd képződéséig kisebb-nagyobb mértékben megváltozik.

Ha a ködös helyzetek hőmérséklet és harmatpont menetét ábrázoljuk, kiderül, hogy a harmatpont az éjszaka folyamán jelentős ingadozást mutat: általában napnyugta után emelkedik, hajnalban csökken. Megvizsgáltuk,



2. ábra

Ennek megfelelően az előrejelzésnek két különböző feladatot kell megoldania: első a köd kialakulásához szükséges lehülés meghatározása, második a hőmérséklet menetének megállapítása. Ezután következhet a ködképződés idejének rögzítése és a köd intenzitásának becslése.

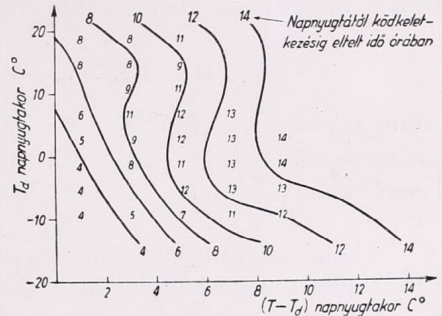
A köd kialakulásához szükséges lehülést, amint láttuk, két tag adja meg. Az első tag azt fejezi ki, hogy a hőmérsékletnek először el kell érnie az esti harmatpont értékét, hogy köd képződhessen. Ehhez a feltétlenül szükséges lehüléshez járul még

egy kiegészítő lehülés, melyre azért van szükség, mivel a harmatpont napnyugtától a köd képződéséig kisebb-nagyobb mértékben megváltozik. Ha a ködös helyzetek hőmérséklet és harmatpont menetét ábrázoljuk, kiderül, hogy a harmatpont az éjszaka folyamán jelentős ingadozást mutat: általában napnyugta után emelkedik, hajnalban csökken. Megvizsgáltuk, hogy különböző hőmérsékleti maximumok esetén a páráképződés hőmérséklete a napnyugtától számítva melyik órai harmatponttal egyezett meg. A kapott eredményt az 1952. XII. hótól 1955. XII. hónapig terjedő időszakból a Ferihegyen végzett észlelések alapján az 1. ábra mutatja. A görbe menetéből látható, hogy kb.  $+6^\circ$ -os hőmérsékleti maximum esetében kapjuk a legjobb közelítést, ha napnyugtakor mért harmatpontértékekkel számolunk. Ennél alacsonyabb maximum hőmérsékletek esetében a napnyugta utáni, ennél magasabbak esetén a napnyugta előtti harmatpontértékkel érdemes a kisugárzási köd előrejelzését végezni, ha ezzel akarjuk csökkenteni a harmatpont változása által előidézett hiba lehetőségét. Bár az 1. ábra adatai erősen szórnak, azt mégis megmutatják, hogy ha ál-

talánosságban a 19<sup>h</sup>-kor mért harmatponttal végezzük a kisugárzási köd előrejelzését, viszonylag a legkisebb hibát követjük el.

A harmatpontnak napnyugtától ködképződésig történt változását a köd képződésekor mért hőmérséklet függvényében mutatja be a 2. ábra. A görbe menetéből az tűnik ki, hogy míg 0° C felett átlagban 1,5°-ot csökken a harmatpont, addig 0° C alatt 3—4°-ot is süllyedhet napnyugtától a köd képződéséig.

Elég jó kapcsolatot találtunk a napnyugtakor mért harmatpont, a harmatpont-depresszió és a napnyugtától számított ködkeletkezés időtartama között, melyet a 3. ábra mutat be. Az egyenlő ködkeletkezések időtartamait összekötő görbe vonalakat a terület-egységenként (az eredeti digrammon 4 cm<sup>2</sup>) beírt értékek átlagára húztuk meg. Az ábrából kiolvashatjuk, hogy növekvő esti harmatpont-depresszióval növekszik a ködkeletkezés időtartama is. Ez természetes is, mivel nagyobb harmatpont-depresszió és kb. azonos levegő lehülési sebesség esetén a hőmérséklet hosszabb idő alatt éri el a harmatpontot. Ha pedig függőlegesen haladunk felfelé egy konstans harmatpont-depressziós vonal mentén, a ködképződéshez szükséges időtartam növekedését az okozza, hogy a magasabb harmatponttal együtt növekedő nedvességtartalom csökkenti a kisugárzást. Ez viszont azzal jár, hogy lassabban hül le a levegő, azaz hosszabb idő kell, amíg a hőmérséklet eléri az esti harmatpontot.



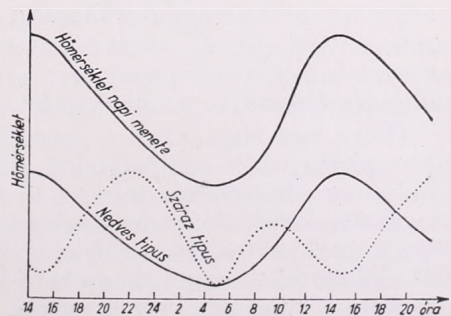
3. ábra

A kisugárzási ködök vizsgálatánál felhasznált ábrákat szerkesztésük alapján két típusba lehet sorolni. Az első típusba tartozók megszerkesztéséhez minden kisugárzási köd esetet felhasználtunk. Ez az eredményben természetesen bizonyos szóródást okozott. De a területegységre eső értékek középértékeiből a várt törvényszerűség már előtűnik. A másik típusú ábrákat egyes kiválasztott esetekből szerkesztjük meg, ügyelve arra, hogy a kívánt kimutatandó hatáson kívül más befolyástól mentesek legyenek. Az ilyen típusú ábrákon sokkal kevesebb adatra húzzuk meg a görbéket.

A ködprognózis szempontjából feltétlenül szükséges, hogy megvizsgáljuk a harmatpont napi menetét és ezen belül a szél-, a hőmérséklet- és nedvesség-eloszlásnak a harmatpont-változásra gyakorolt hatását.

Általánosan ismert a harmatpontnak az izobárikus hőmérsékletváltozással szemben tanúsított konzervatív, pontosabban kvázikonzervatív tulajdonsága. A konzervativizmus mértéke függ a levegő telítettségétől, a levegővel érintkező talajfelszín nedvességétől és a szél erősségtől.

Ha az egyidőben mért hőmérséklet és harmatpont értékeket ábrázoljuk, szembetűnik a harmatpont napi menetének két különböző típusa. Az egyiket nedves, a másikat száraz harmatpont-



4. ábra

menetnek nevezzük. A nedves típus fő jellegzetessége, hogy a hőmérsékleti görbével párhuzamos futású, míg a száraz típusú görbe a hajnali minimum kivételével tükörképe a hőmérséklet menetének. A hőmérséklet és a két különböző típusú harmatpont görbe futását a 4. ábra mutatja be.

Most vegyük részletes vizsgálat alá a két harmatpont típust, megállapítva keletkezésük helyét, idejét, okát és a hőmérséklet szélső értékével való kapcsolatukat a Ferihegyen 3 év alatt előfordult ködös helyzetek alapján. Ha elhagyjuk azokat az eseteket, amelyek csapadék bepárolgásából keletkeztek, vagy amikor a borultság az éjszaka folyamán nem csökkent, vagy a szél erőssége túllépte a 3—4 m/sec-ot, akkor a 3 év folyamán a száraz és nedves típusú kisugárzási ködök a következő havi eloszlást mutatják :

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	XII Σ i=I
száraz típusú	5	3	8	0	3	1	3	3	4	4	3	2	39
nedves típusú	12	12	2	0	0	2	2	0	1	10	6	13	60
kevert típusú	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	4

A táblázatból látható, hogy az összes eset 38%-a száraz és 58%-a nedves harmatpontú típushoz tartozik. Kevert típus csak 4%, ez elhanyagolható. Október elejétől február végéig a kisugárzási ködök 77%-ában nedves típusú volt a harmatpont menete és csak 23% volt száraz típusú. Ezzel szemben március elejétől szeptember végéig az előforduló kisugárzási ködök 76%-a volt száraz harmatpont-menetű és csak 24% volt nedves típusú.

A kapott eredmények jó egyezésben vannak a feltételezett két harmatpont-menet jellegzetességeivel s egymástól való eltéréssel, amennyiben nedves típus található: 1. vízfelszín felett; 2. szárazföld felett télen, amikor a levegő közel áll a telítettséghez; 3. nyáron, ha a talaj erősen nedves és fellette nedves levegő mozog. Száraz típus található: 1. szárazföldön nyáron és átmeneti idényekben.

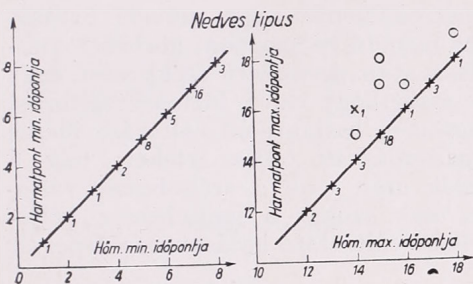
Ezek után vizsgáljuk meg, hogy mi okozza a különböző típusú harmatpont-görbék közötti eltérést. Említettük, hogy izobárikus hőmérsékletváltozás esetén a harmatpont nem változik. A hőmérséklet változása a párolgáson vagy kondenzáción keresztül azonban mégis megváltoztatja a levegő harmatpontját. Így pl. a nedves típusú harmatpont-görbe azért párhuzamos a hőmérséklet menetével, mert a hőmérséklettel arányosan változó párolgás biztosítja a harmatpontnak a hőmérséklettel egyértelmű változását.

A száraz típusú harmatpont-görbénél hasonló a helyzet, csak hogy ott a délelőtti folyamán meginduló konvekció lecsökkenti az alsó rétegek növekvő harmatpontját. Ennek következtében a harmatpont-görbe második maximumát csak a konvekció gyengülése után tudja elérni, amikor a nedvesség elszállítás csökken, de a hőmérséklet még magas.

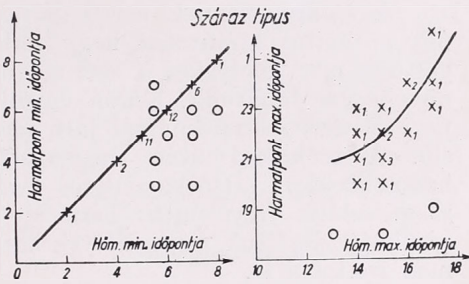
Hátra van még annak a megállapítása, hogy a száraz és nedves típusú harmatpont-görbék szélső értékei milyen kapcsolatban vannak a maximum és minimum hőmérséklettel. Az 5. ábra megszerkesztésénél szintén csak a kisugárzási köd feltételeinek megfelelő eseteket vettük figyelembe. A 3—4 m/sec-nál nagyobb szélereőségű ködhelyzeteket és a szél által deformált harmatpont szélsőértékek eseteit körökkel jelöltük. A bejelölt pontok mellett számok a hasonló értéket adó esetek számát tüntetik fel. Az 5. ábra baloldali része a minimum hőmérséklet és a nedves típusú harmatpont-minimum beállási

idejének összefüggését szemlélteti. Az ábrából látható, hogy bár változik a minimum hőmérséklet beállási időpontja, a harmatpont-minimum mindig ugyanarra az időpontra esik. Hasonló eredményt ad a maximum hőmérséklet és a nedves típusú harmatpont-maximum időpontja közötti összefüggés, azaz a maximum hőmérsékletek beállási ideje pontosan összeesik a nedves típusú harmatpont-maximumok beállításával. A körrel jelzett pontok, mint már említettük, olyan ködhelyzetekből adódtak, amikor a szél sebessége 3—4 m/sec-nál erősebb vagy a harmatpont-görbe aszimmetrikus volt.

A száraz típusú harmatpont-görbénél (6. ábra) már némiképp módosul a helyzet. A harmatpont maximumok nem esnek ugyan egybe a hőmérsékleti



5. ábra



6. ábra

maximumokkal, a kettő között mégis találhatunk összefüggést. A fenti feltételek szempontjából gondosan megvizsgált esetek alkotják azokat a pontokat, melyeknek súlypontjain keresztül húztuk meg az ábrán látható görbe vonalat. A kapott görbe vizsgálatából kitűnik, hogy a hőmérsékleti maximumok beállási időpontjának a változásával a harmatpont maximumok beállási időpontja a lineárisnál gyorsabban növekszik. A száraz típusú harmatpont-görbe minimuma jó egyezést mutat a hőmérsékleti minimum beállításának időpontjával.

Összefoglalva az utóbbi négy ábrából leszűrhető eredményeket, a nedves típusú harmatpont-görbe jellegzetessége, hogy a hőmérsékleti görbével párhuzamosan fut, bár ingadozásai kisebb méretűek. A száraz típusnál a hajnali fő minimum összeesik a hőmérséklet mélypontjával. A további menetben amíg a hőmérséklet emelkedik a délutáni maximum értéke felé, a harmatpont-görbe kb. 9<sup>h</sup> után csökkenni kezd, és egy másodminimum befutása után fő maximumát 22—24<sup>h</sup> között éri el. Ezután hajnalig csökken a harmatpont, hasonlóan a nedves típusúhoz, bár annál meredekebb lejtéssel.

Ha a harmatpont görbének az előbb említett és két típusba sorolható napi menetén kívül a kisebb ingadozásait is figyelembe akarjuk venni, meg kell vizsgálnunk a szélesebbnek a harmatpont változására gyakorolt hatását.

A szél általában csökkenti a harmatpont napi ingását azzal, hogy átkeveri az alsó légréteget. Ezáltal lassítja a harmatpontnak meredek hajnali csökkenését. Késő délután és este a harmatpont növekedését a szél keverő hatása gátolja. Hajnalban ugyanis a talajmenti levegőréteg az erős lehűlés következtében telítettség felé közeledik. A levegőnél jobban lehűlt talajfelszínre megindult kondenzáció az alsó légréteg harmatpontját csökkenti. Ha ellenben a szél keverő hatása érvényesül, a talajközeli levegő nem

tud erősen lehűlni, egyrészt mivel magát a talajfelszínt sem hagyja lehűlni a kicszerélődés folytán felülről odaszállított levegő, másrészt a harmatképződés következtében lecsökkent harmatpontú levegő nedvesség utánpótlást kap.

A késő délutáni harmatpont-növekedést a szélesebesség szintén csökkenti. Ekkor ugyanis a hőmérséklet még elég magas ahhoz, hogy erős párolgást létesítsen, melynek harmatpont növelő hatását a gyengülő konvekció egyre kisebb mértékben tudja befolyásolni. A szél harmatpont csökkentő hatása ilyenkor úgy érvényesül, hogy az alsó magas harmatpontú levegőt, magasabb rétegek szárazabb levegőjével keveri össze, és ezzel torzítja vagy csökkenti a harmatpont esti maximumát.

A szélesebességnek ezt a harmatpont-csökkentő vagy -növelő hatását úgy próbáltuk kimutatni, hogy szabályos menetű harmatpont-görbéket vizsgáltunk meg, melyeken a szél megindulása után ugrásszerű csökkenést vagy növekedést találtunk. Külön ügyeltünk arra, hogy ezt a hirtelen változást ne esetleges szélfordulással járó más légtömeg harmatpont-változása idézze elő. A szélesend után megindult légáramlásnak teljes értékét, míg a hosszabb ideig tartó egyenletes légáramlás után csak a szélesebesség változását vettük figyelembe. Természetesen csak azokat a szélesebesség változásokat vizsgáltuk meg, melyek harmatpont-változtató hatását más befolyás nem rontotta le.

Ezen kikötések mellett a szélesebesség- és harmatpont-változások összefüggéséből a 7. ábrát szerkesztettük meg. A kapott értékek súlypontjait összekötő egyenes vonal azt mutatja, hogy növekvő szélesebesség-változással a harmatpont változás kb. a

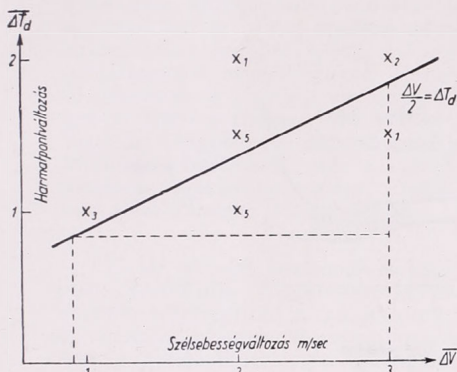
$$\frac{\Delta v}{2} = \overline{\Delta T}_a$$

összefüggés szerint változik. Természetesen a vizsgálatot csak olyan szélesebességi értékekre végeztük, amelyek mellett még kisugárzási köd létrejöhet. Valószínűnek látszik még, hogy a szélesebesség harmatpont-változtató hatása annál jobban érvényesül, minél nagyobb a különbség a talajközeli és a magasabb rétegek nedvességtartalma között.

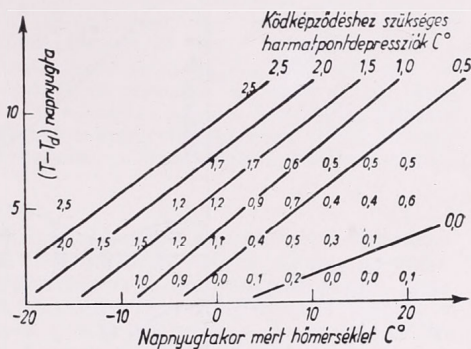
A harmatpont változásának ezt a terjedelmes, de még mindig csak részletkérdéseit megvilágító vizsgálatát az indokolja, hogy a kisugárzási ködök pontos előrejelzése nehezen valósítható meg a harmatpont menetének 19<sup>h</sup>-től következő nap 10<sup>h</sup>-ig terjedő előrejelzése nélkül.

A kisugárzási köd előrejelzését általában úgy végzik, hogy egy állomás észleléseiből diagrammot szerkesztenek, amelyből a napnyugtakor észlelt hőmérséklet, harmatpont, harmatpont-depresszió vagy száraz-nedves hőmérséklet közti különbséget alapul véve megkapják a ködkeletkezéshez szükséges hőmérsékletet, lehűlést, harmatpont-csökkenést vagy a ködkeletkezés időpontját. Ezeknek a diagrammoknak a megszerkesztése a már említettekhez hasonlóan történik. Vagy minden sugárzási köd esetet felhasználnak — ekkor természetesen a szóródott értékek átlagára húzzák a kapcsolatot megteremtő görbéket —, vagy pedig minden más befolyástól mentes egyes eseteket vesznek csak figyelembe. Az első módszer kimondottan átlagértékeket ad, melyek a valóságban az egyes esetektől kissé mindig eltérnek. A másik módszer hibája, hogy az egyes, más befolyásoktól független esetek nem jellemzik kellőképpen a több tényező hatása alatt kialakult értékeket.

Ha a kisugárzási köd előrejelzését pontosabbá akarjuk tenni, ezeken a nehézségeken segíteni kell. A használatban levő diagrammok átlagértékei nem veszik figyelembe a harmatpontnak esetleges szélfordulás hatására bekövetkező kisebb advektív megváltozását, vagy a szél, a talajállapot és más tényezők hatását. Az előrejelzések pontosabbá tételének az ilyen típusú diagrammok határt szabnak. Legfeljebb újabb kapcsolatok kimutatásával



7. ábra



8. ábra

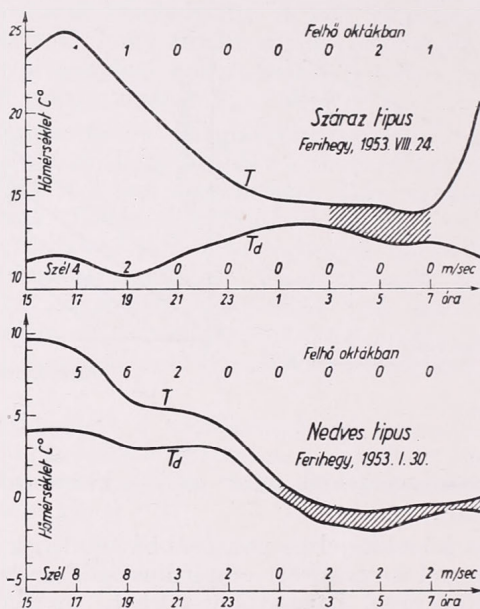
kísérletezhetünk, bár átlagértékeik miatt ezek is kisebb-nagyobb hiba lehetőségét rejtik magukban.

Ezzel szemben a ködelőrejelzés pontosabbá tételének lehetősége megvan a szinoptikus módszerrel kiegészített empirikus módszerben. Ez abból állna, hogy ismerve az előző napi harmatpont-görbét, meghatározzuk 18<sup>h</sup>-tól a következő nap 8—10<sup>h</sup>-ig a harmatpont várható értékeit. Először empirikus összefüggéseket kell megállapítani a szélereősség-harmatpont változás között, a hőmérsékleti szélsőértékek és a harmatpont szélsőértékei között, stb. A következő lépés, hogy a szinoptikus térképből megállapítsuk, milyen átlagos szélsebességre számíthatunk, milyen lesz a felhőzet alakulása. Ezekon kívül szükségünk van a napnyugtakor észlelt hőmérséklet és harmatpont értékekre. Ezen értékekből az empirikus összefüggések felhasználásával a harmatpont-görbének maximumát, minimumát és egy-két közbeeső pontját meghatározva megrajzoljuk a görbe futását. Ha ehhez még meghatározzuk a hőmérsékleti görbe szélső értékeit és egy-két közbeeső pontját, látható lesz, hogy a két görbe mikor és mennyire fogja egymást megközelíteni.

Most már csak azt kell meghatározni, hogy bizonyos napnyugtakor mért hőmérséklet és harmatpont-depresszió érték esetén ködképződésnél a két görbe mennyire közelítette meg egymást, azaz mekkora volt ködképződésekor a harmatpont-depresszió. Erre elég jó összefüggést ad a 8. ábra. Ha egy állandó, napnyugtakor mért harmatpont-depressziós vonal mentén haladunk, világosan látszik, hogy a ködképződésekor mért harmatpont-depresszió az esti hőmérséklet értékek növekedésével csökken. Másféppen megfogalmazva: amíg 20—25 C°-os napnyugtakor mért hőmérséklet esetén ködképződéshez a hőmérséklet és harmatpontnak meg kell egyeznie, addig —20 C°-nál már 2,5°-os harmatpont-depressziónál is képződhet köd. Egy állandó hőmérsékleti vonal mentén haladva pedig a két harmatpont-depresszió együtt növekszik.

Hogy az elmondottakat jobban szemléltessük, a 9. ábrán bemutatjuk a hőmérséklet és harmatpont menetének egy-egy tipikus esetét, amelyek kisugárzási köd képződéséhez vezettek.

Befejezésül még egyszer szeretnénk hangsúlyozni az itt kifejtett kisugárzási köd-előrejelző módszer előnyét és hátrányát. Előnye az előző módszerekkel szemben az, hogy alkalmazásával a köd előrejelzése pontosabbá tehető,



9. ábra

miután figyelembe veszi a harmatpont változását előidéző tényezőket. Hátránya, hogy alkalmazása az eddigi egy diagrammot igénylő módszereknél komplikáltabb.

Amint fejtegetésünkből kiderült, a kisugárzási ködprognózisnak inkább elvi jelentőségű lehetőségeit igyekeztünk tisztázni, a hőmérséklet és harmatpont görbe 4–5 pontjának a gyakorlatban történő meghatározása még tisztázandó kérdés.

#### IRODALOM

- [1] Beers, R.: Formation of fog. Berry, Bollay, Beers: Handbook of meteorology. London, 1945.
- [2] George, J. J.: Fog. Compendium of meteorology. Amer. Met. Soc. Boston. 1951.
- [3] O'Connor, J. F.: Fog and fog forecasting. Beery, Bollay, Beers: Handbook of meteorology. London. 1945.
- [4] Петренко, Н. В.: Прогноз тумана. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ленинград, 1954.
- [5] Зверев, А. С.: Туманы и их предсказание. Ленинград, 1954.

## A napfénytartam és a globális sugárzás összefüggése Magyarországon

*Összefoglalás.* A vizsgálat a napfénytartam és a sugárzás összefüggését kifejező lineáris regressziós egyenleteket állapít meg Balatonfüred és Tiszaórs meteorológiai állomásokról az év minden hónapjára. Kimutatja, hogy a két állomás regressziós konstansai között nincs szignifikáns különbség. Ebből kiindulva közös, regressziós egyenleteket ad meg, amelyeket az egész országra érvényeseknek tételez föl. Az egyenleteket összehasonlítja az Angström, ill. az Angström—Szavinov módszerrel megállapított egyenletekkel. Ennek alapján kimutatja, hogy ezeknek az összefüggéseknek a segítségével kapott sugárzásértékek középhibája kb. 40%-kal nagyobb, mint a regressziós egyenletekkel számított adatoké. Az okot abtán látja, hogy az Angström—Szavinov módszer nem alkalmas sem a konvektív felhőzet különleges hatásának, sem a különböző fajtájú napfénytartamregisztrálók különbségeinek figyelembevételére. Végül a regressziós módszer alkalmazásakor elkövetett hibák becslését adja.

★

*Связь между длительностью инсоляции и глобальной радиацией в Венгрии.* Линейные уравнения регрессии, выражающие связи между длительностью инсоляции и радиацией, вырабатываются на каждый месяц года, на основе данных метеорологических станций Балатонфюред и Тисаэрш. Автор доказывает, что сигнификантных различий между регрессионными постоянными этих двух станций не найдется. Исходя из этого, он составляет общие регрессионные уравнения, которые — по его предположению — являются действительными на территорию всей страны. Эти уравнения сравниваются с уравнениями, составленными по методу Ангрэма, т. е. Ангрэма-Савинова. На основе этих уравнений автор доказывает, что средняя ошибка радиационных данных, полученных при помощи этих связей, являются на 40% большими, чем данные исчисленные с регрессионными уравнениями. Причина этого по его мнению в том, что метод Ангрэма—Савинова не является пригодным ни к учету специального эффекта конвективных облаков, ни к учету различий между гелиографами разных видов. В заключение дается оценка ошибок сделанных при применении метода регрессии.

★

A legtöbb éghajlati elemnek hazánk területén való eloszlásáról már elég jó képünk van. A hőmérséklet, a csapadék, a légnyomás, a felhőzet stb. területi eloszlását már 30 éves, egyes elemekről 50 éves megfigyelési sorok alapján megrajzolták, sőt a napfénytartamról is vannak 30 éves középtérkeink, amelyek alapján *Takács Lajos* [1] megszerkesztette a napfénytartam évi összegének eloszlását. Azonban a globális sugárzásról — a vízszintes felszínre eső nap- és égboltsugárzás összegéről — még nem készültek eloszlási térképek annak ellenére, hogy mind az éghajlati jelenségek egy részének okozati felderítése, mind pedig más tudományok és a gyakorlat (biológia, mezőgazdaság, földrajz, hidrológia, stb.) igényeinek kielégítése megkívánja hazánk sugárzási viszonyainak ismeretét. Ennek az az oka, hogy nálunk a meteorológiai sugárzáskutatás csak a harmincas évek végén indult meg, 1945-ben a legtöbb éghajlati állomáson félbeszakadtak a mérések s csak a közelmúltban indult ismét a sugárzásmérő állomáshálózat. A közbeeső időszak adatai nem kielégítőek, mert abszolút műszerrel való összehasonlítás lehetősége nem volt meg. Így a sugárzásról csak rövid megfigyelési sorok állnak rendelkezésre kevés számú helyről. Nemesak nálunk, hanem általában mindenütt hiányoznak a megfelelő hosszú időtartamú, területileg elegendő sűrűségű sugárzási adatok. Az idevágó kutatással szemben támasztott igények viszont nem engedik meg a várakozást addig, amíg sűrű sugárzásmérő hálózat pl. 30 éves észlelési sorai állanak rendelkezésünkre.

Ennek a helyzetnek a következtében előbb *Angström*, majd az ő nyomán amerikai, szovjet, német kutatók a sugárzási viszonyok meghatározásának a közvetett útját választották. A napfénytartam és a globális sugárzás között ugyanis igen szoros kapcsolat van (I. táblázat). Mivel a napfénytartamról általában elegendő sűrűségű helyről hosszabb éghajlati sorok állnak rendelkezésre, kézenfekvőnek látszott a sugárzási adatoknak a napfénytartammérő állomások segítségével történő területi és időbeli kiterjesztése. Az analógiát ehhez az eljáráshoz az az éghajlatban szokásos módszer adta meg, amellyel valamely éghajlati állomás hiányzó adatait egy közeleső állomás megfelelő adataival való összefüggés felhasználásával pótolják. A globális sugárzás meghatározásánál az összefüggést azonos állomás napfénytartam- és sugárzási adatai között kell megkeresnünk és ennek alapján módunkban áll:

1. Az illető állomás sugárzási adatainak kiterjesztése arra az időszakra, amelyből napfénytartam-észlelés rendelkezésre áll;

2. Ha a kapott összefüggés nagyobb területre érvényes, akkor az érvényességi körzetben levő napfénytartammérő állomások sugárzási adatainak meghatározása napfénytartam-észleléseinek időszakára.

*Angström* [2], valamint *Fritz* és *Mac Donald* [3] a két elem közötti éghajlati kapcsolatot a

$$\frac{\bar{Q}}{Q_0} = a \frac{\bar{S}}{S_0} + \beta$$

formában ábrázolta, ahol  $\bar{Q}$  a globális sugárzás középértéke valamely helyen,  $\bar{Q}_0$  ugyanaz derült időre vonatkoztatva,  $\bar{S}$  a napfénytartamközép,  $\bar{S}_0$  maximálisan lehetséges napfénytartam.  $a$  és  $\beta$  tapasztalati állandók, amelyeknek értékei:

	$\beta$	$a$
Stockholm, Helsinki	0,235	0,765
Washington	0,22	0,78
Rieslern (1100 m)	0,30	0,70
Poláris vidék	0,54	0,46

Az állandók jelentését megkapjuk, ha egyenletünket teljesen borult időre alkalmazzuk.

Ekkor  $\bar{S} = 0$ , s így  $\frac{\bar{Q}}{Q_0} = \beta$ , ha viszont teljesen derült időt tételezünk fel, akkor

$$\bar{S} = \bar{S}_0, \quad \bar{Q} = \bar{Q}_0$$

ezért

$$\frac{\bar{Q}}{Q_0} = a + \beta = 1$$

$$a = 1 - \beta$$

*Angström* azt találta, hogy Észak Európánál  $a$  és  $\beta$  értékei különböző helyeken ugyanazok. *B. Haurwitz* [4] kimutatta, hogy ezen konstansoknak évi menetük van.

*Szavinov* s az ő nyomán más szovjet kutatók a két éghajlati elem közötti összefüggésnek, a fentivel lényegileg azonos következő formáját használják [5]

$$\frac{\bar{Q}}{Q_0} = 1 - (1 - \eta) \left( 1 - \frac{\bar{S}}{\bar{S}_0} \right)$$

ahol az  $\eta$ -val jelzett állandó az *Angström*-féle  $\beta$ -val azonos. Az *Angström* és az *Angström*—*Szavinov* képletek használatához tehát szükséges a  $Q_0$  és  $\beta$  ill.  $\eta$  meghatározása, azaz a derült égbolt melletti sugárzásátlag és teljesen borult égbolt esetén  $\bar{Q}/\bar{Q}_0$  átlagértékének ismerete. Másszóval a feltételezett egyenest két pontjának, az  $\bar{S}/\bar{S}_0 = 1$  és az  $\bar{S}/\bar{S}_0 = 0$  abszcisszájú pontoknak a segítségével adják meg, azaz a teljesen derült és teljesen borult idő sugárzási viszonyainak alapján. A módszer előnye egyszerűsége és a konstansainak könnyű meghatározhatósága. Hátránya az, hogy a napfénytartam és a sugárzás közötti sztochasztikus kapcsolatot kifejező egyenest, annak két végpontja összekötésével, a közhenső pontok figyelembevétele nélkül ábrázolja.

A napfénytartam és a sugárzás kapcsolatának vizsgálatánál mi a fent leírttól némileg eltérő utat követtünk. Legelőször megvizsgáltuk, hogy a két elem közötti sztohasztikus összefüggés mennyiben tekinthető lineárisnak. Ebből a célból a napfénytartamok napi összegeit I órás osztályközű táblázatba foglaltuk s minden osztályközhez megállapítottuk a hozzátartozó napi sugárzásösszegek átlagértékét. A napfénytartam osztályközök közepe és a hozzájuk tartozó sugárzásátlagok közötti korrelációs együtthatókat az I. táblázat tartalmazza.

### I. TÁBLÁZAT

A napfénytartam és a globális sugárzás napi összegei közötti korrelációs együtthatók ( $r$ ) számértékei (1940—1944)

	Balatonfüred	Budapest	Kékestető	Tiszaórs
I.	0,97	0,96	0,95	0,89
II.	0,97	0,96	0,95	0,95
III.	0,95	0,97	0,98	0,93
IV.	0,99	0,98	0,99	0,96
V.	0,97	0,97	0,98	0,98
VI.	0,96	0,98	0,98	0,99
VII.	0,97	0,98	0,98	0,92
VIII.	0,99	0,98	0,98	0,97
IX.	0,96	0,96	0,92	0,94
X.	0,98	0,96	0,99	0,98
XI.	0,98	0,96	0,92	0,94
XII.	0,86	0,95	0,92	0,96

Az I. táblázat anyagát annak a négy állomásnak adatai szolgáltatták, ahol mindkét elemet egyidejűleg regisztrálták. Kielégítő pontosságú párhuzamos mérési sorozat csak az 1940—1944. évekből áll rendelkezésre. Ekkora időtartam céljainkra elegendő anyagot szolgáltat (*B. Haurwitz* egyéves anyagot kielégítő eredménnyel használt fel [4]).

Táblázatunk mindegyik számértéke a  $P = 0,01\%$ -os szinthez tartozó maximális véletlen érték fölött van, vagyis a korrelációs együtthatók szignifikánsan különböznek nullától.

Valóban szinte példanélküli az éghajlati vizsgálatoknál az a szoros korreláció, amely a két elem közötti sztohasztikus kapcsolat lineáritását igazolja.

Az Angström- és Szavinov-féle módszer függvényyszerű lineáris kapcsolatok esetén teljesen kifogástalan. A sztohasztikus kapcsolatok azonban mindig csak közelítők és nekünk a legjobb közelítés a feladatunk. Ha az egyenest a két végpont alapján határozzuk meg, a megközelítés ezen pontok közelében, vagyis a teljesen derült és a teljesen borulthoz közelálló esetekben a legpontosabb, és a végpontoktól távolodva a pontosság csökken, ugyanis ezeket a közbenső pontokat nem vettük figyelembe az egyenes megkonstruálásánál.

*Takács Lajos* [6] megállapította, hogy hazánkban éppen a közepes napfénytartamok a leggyakoribbak s a középértékek is ezek közelébe esnek. Egyenletünket tehát ezek figyelembevételével kell megszerkesztenünk, ugyanis kizárólag ezekre fogjuk alkalmazni. Olyan havi napfénytartamátlagunk, amely a teljesen derült vagy borult időnek felel meg, egyáltalán nincs is.

Ebből a célból, az I. táblázatban közölt korrelációk alapján minden egyes napfénytartam óraérték és a hozzátartozó sugárzásátlag felhasználásával regressziós egyeneseket határoztunk meg. A számításoknál nem relatív, hanem valódi napfénytartam adatokat alkalmaztunk; hazánk kicsiny területén ugyanis a csillagászatilag lehetséges napfénytartamok között nincs számottevő eltérés. Nem is említve azt, hogy a Campbell—Stokes-féle napfénytartammérő — amely nálunk használatos — nem regisztrálja a csillagá-

szatilag lehetséges napfénytartamot, de legtöbbször még az orografaiilag lehetségeset sem. Eljárásunk ezenkívül módot ad arra, hogy a meteorológiai állomások orografaiilag lehetséges napfénytartamadatai közötti különbség hatása, valamint a környezet (növényzet, építkezés) esetleges időbeli változásainak az állomás maximális napfénytartamára gyakorolt hatása okozta hibát csökkentse.

A regressziós egyenes ismert képlete :

$$\bar{Q} = \bar{Q} + r \frac{\sigma_{\bar{Q}}}{\sigma_{\bar{S}}} (\bar{S} - \bar{S})$$

alapján meghatároztuk az

$$a = r \frac{\sigma_{\bar{Q}}}{\sigma_{\bar{S}}}; b = \bar{Q} - \bar{S} r \frac{\sigma_{\bar{Q}}}{\sigma_{\bar{S}}}$$

állandókat, ahol  $\bar{Q}$  az egyes felhőzeti osztályközökbe tartozó napi sugárzásösszegek átlaga,  $\bar{Q}$  ezen  $\bar{Q}$  átlagok havi átlaga  $\sigma_{\bar{Q}}$  a  $\bar{Q}$  értékek szórása,  $\bar{S}$  az  $\bar{S}$  napfénytartam osztályközepek szórása,  $\bar{S}$  sz  $\bar{S}$  értékek havi átlaga,  $r$  a  $\bar{Q}$  és  $\bar{S}$  értékek közötti korrelációs együttható (I. táblázat). Az  $a$  és  $b$  jelölések bevezetésével a regressziós egyenes egyenlete a

$$\bar{Q} = a\bar{S} + b$$

alakot ölti. Az  $a$  és  $b$  konstansok értékeit a II. táblázat tartalmazza.

## II. TÁBLÁZAT

$\bar{Q}$  és  $\bar{S}$  közötti regressziós egyenletek állandói

	$a$ Balatonfüred $b$		$a$ Tiszaörs $b$		$a$ Egyesített $b$	
I.	16,2	66	15,0	75	15,6	70
II.	20,0	114	19,0	106	19,5	110
III.	27,5	155	27,4	131	27,5	143
IV.	29,0	198	28,7	180	28,9	189
V.	31,0	231	27,2	208	29,1	219
VI.	30,0	245	31,0	246	30,5	245
VII.	30,0	240	29,5	248	29,7	244
VIII.	31,0	176	29,4	178	30,2	177
IX.	27,5	149	25,9	137	26,7	143
X.	21,8	97	18,7	97	20,2	97
XI.	17,7	49	15,0	59	16,3	54
XII.	11,6	42	13,8	47	12,7	44

Budapest és Kékestető meteorológiai állomásainak anyagát nem használtuk fel. Budapestén a város szennyezett légkörének a sugárzásra való hatása, Kékestetőn pedig az állomás hegyi jellege az adatok reprezentatív értékét a területi kiterjeszhetőséget illetően csökkenti. Észrevehető a II. táblázatból, hogy bár Balatonfüred és Tiszaörs adatai nem azonosak, azonban elég közel esnek egymáshoz. Kérdés, van e közöttük szignifikáns eltérés, vagy pedig csupán a véletlen szórás okozza különbözőségüket?

Az  $a$  állandók közötti különbség megvizsgálására a  $t$  próba alkalmazható, mivel ezek normális eloszlásúak és van közös varianciájuk [7]. A Student-féle eltérés

$$t = \frac{a_B - a_T}{\delta_a}$$

ahol az  $a_B$  és  $a_T$  állandók közös varianciája

$$\sigma_a^2 = \frac{\Sigma (\bar{Q}_{iT} - Q'_{iT})^2 + \Sigma (\bar{Q}_{iB} - Q'_{iB})^2}{N_T + N_B - 4} \left[ \frac{1}{\Sigma (\bar{S}_{iT} - \bar{S}_T)^2} + \frac{1}{\Sigma (\bar{S}_{iB} - \bar{S}_B)^2} \right]$$

a jelöléseknél alkalmazott  $T$ , illetve  $B$  index a tiszai, illetve balatonfüredi adatokat jelenti. A  $\sigma_a^2$  képletében az első tényező számlálójában a két állomás sugárzás adatainak a regressziós egyenesből való eltérésnégyzeteinek összege szerepel,  $N_T + N_B - 4$  a szabadsági fokok száma, a második tényező törtjeinek a nevezői pedig a két állomás napfénytartamadatainak az átlagtól való eltérésnégyzeteinek összegét tartalmazzák.  $t$  értékeit az egyes hónapokban a III. táblázat mutatja be.

### III. TÁBLÁZAT

A  $a$  és  $b$  állandók Student-féle eltérései ( $t_a$ ,  $t_b$ ) és a tapasztalatnál nagyobb eltérések valószínűségei  $P(t_a)$ ,  $P(t_b)$

hónap	$t_a$	$P(t_a)$	$t_b$	$P(t_b)$
I.	0,40	0,68	1,06	0,30
II.	0,18	0,85	0,78	0,49
III.	0,09	0,93	0,47	0,64
IV.	0,64	0,51	0,98	0,32
V.	1,06	0,30	1,05	0,30
VI.	0,62	0,54	0,12	0,90
VII.	0,06	0,98	0,56	0,55
VIII.	0,34	0,72	0,12	0,90
IX.	0,25	0,90	0,79	0,42
X.	0,61	0,54	0,00	1,00
XI.	0,83	0,41	0,87	0,39
XII.	0,12	0,90	0,58	0,57

Látható, hogy a tapasztalatnál nagyobb eltérések előfordulásának valószínűsége minden hónapban jelentős érték, ennél fogva megtehetjük azt, hogy a két állomás  $a$  állandóit ugyanabból a statisztikai sokaságból származtatjuk.

A  $b$  állandók közötti különbség jellegének eldöntésénél ismét a Student-féle próbát kell alkalmaznunk. Most azonban ki kell mutatnunk, hogy a két állomás varianciái között szignifikáns eltérés nincsen. Ennek eldöntéséhez a Fischer-féle  $F$  próbát alkalmazzuk, amely csak normális eloszlások esetében vihető keresztül. Mivel

$$b = \bar{Q} - \bar{S} r \frac{\delta \bar{Q}}{\delta \bar{S}}$$

$a$   $b$  megvizsgálására a  $\bar{Q}$  és  $\bar{S}$  értékekhez kell visszatérnünk. Ezek számértékeinek eloszlása normálisnak tekinthető, ugyanis  $\bar{Q}$  és  $\bar{S}$  esetében kis mintákról van szó. A  $\bar{Q}$ ,  $\bar{S}$  normális eloszlásáról egyébként néhány, szűrőpróbaszerűen alkalmazott, itt helyszűke miatt nem közölt  $\chi^2$  próbával meggyőződhetünk. Ennél fogva a  $\bar{Q}$  és  $\bar{S}$  szintén normális eloszlásúak. Az  $F$  próba tehát alkalmazható.  $b$  varianciáit a fenti képlet alapján a következőképpen írhatjuk fel:

$$V_b = V_{\bar{Q}} + V_{\bar{S}} \left( r \frac{\eta \bar{Q}}{\eta \bar{S}} \right)^2$$

ahol  $V_b$  a  $b$  érték varianciája.  $V_{\bar{Q}}$  a  $\bar{Q}$  értékek varianciája,  $V_{\bar{S}}$  ugyanez az  $\bar{S}$  értékekre vonatkozóan. Az egyes hónapok variancia hányadosainak számértékeit a IV. táblázatban közöljük. A táblázatban  $\sigma_1^2$  a nagyobbik,  $\sigma_2^2$  a kisebbik varianciát,  $F$  pedig a  $P = 0,01\%$ -hoz tartozó maximális értéket jelenti.

### IV. TÁBLÁZAT

$b$  variancia hányadosai és  $F_{max}$  értékei az egyes hónapokban

$\frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}$	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
$\sigma_2^2$	1,48	1,06	1,12	1,60	1,39	1,00	1,40	1,23	1,02	1,25	1,14	1,21
$F_{max}$	2,62	2,60	2,40	1,90	1,90	1,90	2,00	2,15	2,58	2,59	2,58	4,10

Látjuk, hogy a táblázat minden egyes számértéke jóval a megengedett maximális  $F$  érték alatt marad. Így a két állomáson  $b$  szórásnégyzetei között nincs szignifikáns eltérés, ennél fogva a  $t$  próba alkalmazható. A  $b$  számok Student-féle eltéréseit és az észlelt-nél nagyobb eltérés valószínűségeit a III. táblázatban találjuk. A táblázat számértékei mutatják, hogy a két állomásra vonatkozó  $b$  értékek szintén felfoghatók mint azonos statisztikai sokaság elemei, azaz a közöttük levő különbség a véletlen szóródás következménye gyanánt is felfogható.

A fentiek következtében a két hely számára közös regressziós egyenest állapítottunk meg. Ennek állandóit a II. táblázatban közöltük.

Meg kell jegyeznünk, hogy a két állomás közötti azonosságot csupán a sugárzás és a napfénytartam közötti összefüggésre mutatjuk ki. Nem mondhatunk semmit a két hely sugárzási viszonyairól, ugyanis a napfénytartamokat és a napi sugárzás összegeket külön-külön nem hasonlítottuk össze, ennél fogva a két hely éghajlata a sugárzás és a napfénytartam tekintetében eltérő lehet, sőt ez valószínű is.

A két meteorológiai állomás egymástól eléggé távol helyezkedik el, egyik a Dunántúlon, a másik az ország keleti felében van. Mivel a két helyre azonos összefüggési egyenlet volt megállapítható, feltételezzük, hogy hegyeink és Budapest városi állomása kivételével az ország egész területén alkalmazható a talált összefüggés. Természetesen a két elem között talált kapcsolat éghajlati kapcsolat csupán, ennél fogva egyes napokra nem alkalmazható, mindössze középértékekre.

Tárgyalásunk nem lenne teljes, ha nem becslőnénk meg azt a hibát, amelyet akkor követünk el, ha a sugárzásértékeket közvetlenül mérés hiányában a regressziós egyenlet segítségével számítjuk ki.

A korrelációs együttható négyzete — amint ismeretes — megadja, hogy az eredetileg meglévő szórás nagyságának hány százalékát sikerült a korreláció révén megmagyaráznunk. Az I. táblázat számértékeinek a négyzetei is 0,90 körül, többségükben e fölött vannak s így első becslésként mondhatjuk, hogy a globális sugárzás szórásának 90%-át a napfénytartam ingadozásai okozzák, a fennmaradó 10% az, amely más tényezőkre (pl. a homályossági tényező ingadozásai, vékony Ci, Cs, felhők, amelyek a napfénytartamot nem befolyásolják) vezethetők vissza.

A hibabecslés másik módja az, ha kiszámítjuk a globális sugárzás számértékeinek a regressziós egyenes körüli szórását, a

$$\sigma_R = \frac{1}{N-2} \sqrt{\sum (Q_i - Q'_i)^2}$$

számértéket, ahol  $N-2$  a szabadsági fokok száma,  $\bar{Q}_i$  valamely megadott napfénytartamhoz tartozó sugárzás-átlag,  $Q'_i$  a regressziós képletből számított megfelelő érték. A  $\sigma_R$  szórásokat összehasonlítva a sugárzás-értékek teljes szórásával és a havi sugárzás-átlagokkal, az V. táblázat tartalmazza.

### V. TÁBLÁZAT

A globális sugárzás havi átlagai ( $\bar{Q}$ ), ezek körüli szórás ( $\sigma$ ) és a regressziós egyenes körüli szórás ( $\sigma_R$ ), valamint a  $R(\sigma)$  relatív szórás számértékei a két állomáson

	Tiszaörs			Balatonfüred		
	$\bar{Q}$	$\sigma$	$\sigma_R$	$\bar{Q}$	$\sigma$	$\sigma_R$
I.	133	40	6,4	139	47	4,5
II.	195	64	7,8	219	65	5,8
III.	297	110	13,8	319	112	11,4
IV.	399	113	8,7	435	145	9,9
V.	425	134	6,3	464	150	10,3
VI.	464	150	4,1	495	151	12,0
VII.	460	139	15,4	480	151	11,4
VIII.	383	127	10,3	481	144	7,4
IX.	292	101	11,0	326	111	9,0
X.	190	61	5,4	217	73	4,8
XI.	134	52	6,4	162	69	5,0
XII.	102	34	5,3	109	35	7,5
I—XII.	290	94	8,4	320	104	8,3
$R(\sigma)$	100%	32%	2,9%	100%	33%	2,6%

Látható, hogy a regressziós egyenes körüli szórás évi átlagban kevesebb, mint a sugárzás-átlag körüli szórás 10%-a; értéke a sugárzásátlag 3 százaléka alatt marad. A relatív szórás számértéke nyáron a legkisebb, télen valamivel az évi átlag fölött van.

A napfénytartam és a sugárzás összefüggését ábrázoló regressziós egyenletek nem hasonlíthatók össze közvetlenül az Angström-formulával, ugyanis ezen utóbbi, a relatív napfénytartamot használja független változó gyanánt. A két egyenlet azonban átalakítható egymásba:

A regressziós formula alakja:

$$\bar{Q} = a \bar{S} + b$$

Az Angström-formula

$$\bar{Q} = \bar{Q}_0 \left( a \frac{\bar{S}}{S_0} + \beta \right)$$

azaz

$$\bar{Q} = \frac{\bar{Q}_0 a}{S_0} \bar{S} + \bar{Q}_0 \beta,$$

ahonnan

$$a = \frac{\bar{Q}_0 a}{S_0},$$

$$b = \bar{Q}_0 \beta$$

ezen két összefüggés segítségével a regressziós állandók ( $a$ ,  $b$ ) és az Angström-féle állandók ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) egymásba kölcsönösen átszámíthatók.

A kétféle eljárás között tehát az összefüggés alakját illetően nincs eltérés, csupán az állandók meghatározásának a módja különböző, amennyiben a regressziós módszer a konstansok gyors meghatározhatóságának feláldozása árán pontosabb eredményt szándékozik elérni. Hogy ez mennyiben sikerült, azt a két módszerrel kapott eredmények összehasonlítása mondja meg. Ebből a célból alakítsuk át a regressziós egyenleteket az Angström-formula alakjára az előbb talált

$$a = a \frac{\bar{S}_0}{Q_0}, \quad \beta = \frac{b}{Q_0}$$

összefüggések felhasználásával. Ehhez szükséges a  $\bar{S}_0$  azaz az egyes hónapok átlagos maximális napfénytartamainak az ismerete és  $Q_0$  vagyis az  $\bar{S}_0$  napfénytartamokhoz a regressziós egyenleteink által hozzárendelt sugárzásátlagok ismerete. Mivel  $\beta = 1 - \alpha$ , ezért elegendő  $\beta$  számértékének a meghatározása. A továbbiakban a regressziós egyenesek konstansaiából meghatározott Angström-állandót  $\beta'$ -nek jelöljük megkülönböztetésül az Angström módszerrel meghatározott  $\beta$  értéktől, amelyet az

$$\frac{\bar{Q}}{Q_0} = a \frac{\bar{S}}{S_0} + \beta$$

képletből  $\bar{S} = 0$  téve, azaz teljes borultságnál

$$\frac{\bar{Q}}{Q_0} = \beta$$

alapján a napsütésnélküli napok sugárzási átlagértékeinek és a maximális napfénytartamú napok sugárzási átlagértékeinek hányadosa gyanánt szokás meghatározni. A VI. táblázatban közöljük az összehasonlítás kedvéért  $\beta'$  és  $\beta$  értékeit.

## VI. TÁBLÁZAT

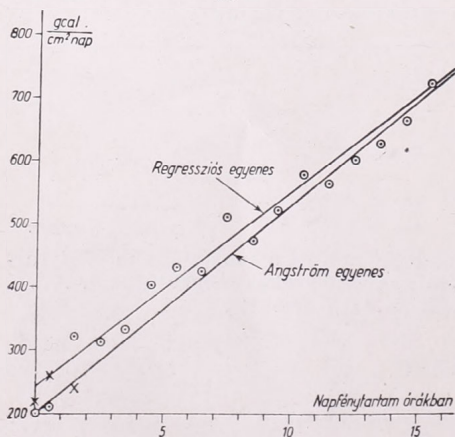
$\beta'$  és  $\beta$  értékei az egyes hónapokban

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	I—XII
$\beta'$	0,33	0,37	0,30	0,33	0,33	0,34	0,35	0,32	0,31	0,31	0,26	0,29	0,32
$\beta$	0,33	0,35	0,31	0,30	0,28	0,29	0,30	0,28	0,27	0,30	0,27	0,27	0,28
$\beta' - \beta$	0,00	0,02	0,01	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,04

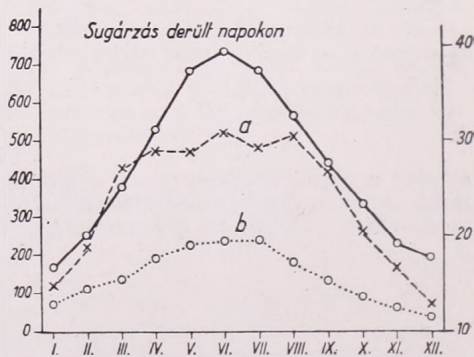
Látjuk, hogy a két konstans közötti különbségben évi menet található nyári maximummal és téli minimummal. A különbség értelmezésénél gondoljunk arra, hogy  $\beta$ ,  $\beta'$  a teljesen borult és a teljesen derült időben észlelt globális sugárzás hányadosai. Ez a hányados az Angström-módszernél távolabb áll az egységtől, mint a korrelációs módszerrel talált érték. Másszóval a korrelációs módszerrel kapott borult és derült sugárzásértékek közelebb állanak egymáshoz nyáron, mint a ténylegesen mért értékek közéértékei, amelyekből az Angström-konstantst kell számítani.

Mi lehet az oka annak, hogy a közbeeső felhősebb értékek figyelembevételével készült regressziós egyenes kevésbé meredek, mint az Angström-féle egyenes? A jelenség okát a konvektív felhőzet szerepében látjuk. Ha ugyanis a felhőzet időbeli eloszlása egész nap folyamán egyenletes volna, akkor az Angström-módszer kifogástalan eredményt szolgáltatna és adatai közel megegyeznének a korrelációs módszer eredményeivel. A konvektív felhőzet azonban a déli legerősebb napsütésű órákban okoz kiesést a direkt napsugárzásban, tehát a megmaradt délelőtti és délutáni napfénytartamok sokkal gyengébb sugárzással járnak együtt, mint a derült nap átlagos napfénytartamórához tartozó besugárzása. Másszóval nyáron, felhős (cumulusos) időben meghatározott napfénytartam órákhoz átlagosan kisebb napi sugárzásösszeg tartozik, mint amit az Angström-módszer ad, amely a teljesen derült és a teljesen borult napok sugárzásértékei közötti különbséget egyenletesen osztja el az egyes napfénytartam órák között. Ennélfogva a regressziós egyenesünk, amely tehát a közbeeső pontok figyelembevételével készült, kevésbé meredek, mint az Angström-egyenes. Bármilyen nagyok is tehát a korrelációs együtthatók a napfénytartam-összegek és a napi sugárzásösszegek között, a kapcsolat mégsem teljesen lineáris, mert a görbe a teljesen derült és a teljesen borult végeken meredekebb, mint a közbeeső szakaszokon (1. ábra).

Regressziós egyenletünk konstansai közül  $a$  az illető hónap egy napfénytartam órájához tartozó globális sugárzás átlagos növekményét jelenti,  $b$  a borult égboltról egy nap alatt a felszínre érkező átlagos sugárzást. Ha a felhőzet sugárzásáteresztő képességét az év folyamán állandónak vesszük,  $a$  évi menetének együtt kellene haladnia a derült napokon leérkező sugárzás-



1. ábra. Június havi regressziós egyenes, az Angström-Szavinov módszerrel meghatározott egyenes és a két állomás sugárzásadatait jellemző pontok helyzete



2. ábra.  $a$  és  $b$  állandók évi menetének összehasonlítása a derült napok globális sugárzásösszegének Takács Lajos számításai alapján meghatározott évi járásával

mennyiség évi menetével,  $b$  évi menetének szintén. Hasonlítsuk össze a két állandó évi menetét a derült napokon a felszínre érkező globális sugárzás [8] évi menetével (2. ábra). Észrevehetjük, hogy  $b$  nagyjából együtt halad a derült időben meglévő besugárzással,  $a$  viszont a IV. hónaptól alig emelkedik. Ez a jelenség is a konvektív felhőzet szerepére utal, amely a déli órák napsütésének leárnyékolásával a napi átlagos napfénytartamóra sugárzási egyenértékét csökkenti.

A két elem között talált összefüggés nem fizikai törvényszerűséget fejez ki, csupán sztohasztikus kapcsolatot, azaz klimatológiai összefüggés, amelyet egyes napokra nem, csupán átlagokra alkalmazhatunk, s az átlagos állapot a lehetséges maximális napfénytartamú és a teljesen napsütés nélküli állapot között van. Ennélfogva ezekre a regressziós egyenlet jobb közelítést ad, mint az Angström-féle. Ezt a tényt mutatja be a VII. táblázat, amely tartalmazza az 1940—1944 között mért sugárzásadatok szórásait az Angström-féle egyenes körül, összehasonlítva az V. táblázatban már közölt regressziós egyenes körüli szórások értékeivel.

## VII. TÁBLÁZAT

Az Angström-féle és a regressziós egyenesek körüli  $\sigma_R$  szórások az 1940—1944. évek sugárzásmérései alapján

	Tiszaórs		Balatonfüred	
	$\sigma$ Angström	$\sigma_R$	$\sigma$ Angström	$\sigma_R$
I.	8,3	6,4	5,2	4,5
II.	9,2	7,8	8,1	5,8
III.	15,9	13,8	12,3	11,4
IV.	15,3	8,7	13,1	9,9
V.	10,4	6,3	17,5	10,3
VI.	10,1	4,1	17,8	12,0
VII.	19,3	15,4	19,2	11,4
VIII.	14,5	10,3	14,0	7,4
IX.	12,0	11,0	12,5	9,0
X.	6,1	5,4	10,0	4,8
XI.	7,7	6,4	9,3	5,0
XII.	6,7	5,3	6,1	7,5
I—XII.	11,3	8,4	12,1	8,3

Táblázatunkból látható, hogy a regressziós egyenes körüli szórás általában 40 százalékkal kisebb, mint az Angström-egyenestől számított érték.

Befejezésül készítsünk mérleget, vajon azért az eljárásért, hogy napfénytartam adatokkal helyettesítjük a sugárzásméréseket, mekkora pontossági áldozatot kell hoznunk. Az V. táblázat adataiból kitűnik, hogy a felhasználható regressziós egyenes körüli szórás kisebb, mint a globális sugárzás átlagának 3 százaléka, nyáron még ennél is alacsonyabb érték. Ekkora tehát szám szerint a regressziós egyenletünk alkalmazásakor elkövetett középhiba nagysága. Nem feladatunk kitérni a sugárzás- és napfénytartammérő műszerek mérési hibáira, illetve kiértékelésükor elkövethető bizonytalanságra. Erről legfeljebb annyit, hogy eljárásunknál a napfénytartamokra tértünk át, a sugárzásmérés hibái helyett ennélfogva a napfénytartam-mérés hibái léptek be adatainkba. Azonkívül a regressziós állandóink is csupán egy mérési hibával terhelt statisztikai mintavétel (öt év anyaga) alapján készültek, ennélfogva ezeknek is van hibájuk. Ez a hiba és az, amelyik abból származik, hogy a két elem közötti összefüggést lineárisnak vettük fel, már benne foglaltatik

abban a 3 százalék alatti értékben, amely a sugárzásokozepeknek a regressziós vonal körüli szórását fejezi ki. Végeredményben tehát a napfénytartam adatokból számított sugárzásértékek relatív összhibájának ( $S_h$ ) becslése :

$$S_h < (N_h + 3)\%$$

ahol  $N_h$  a napfénytartam adatok mérési és kiértékelési relatív hibájának összegét jelenti.

Meg kell állapítanunk, hogy a kiszámított regressziós állandók csupán a Campbell—Stokes-fele napfénytartammérő adataira érvényesek. Más fajta, más érzékenységű műszerrel kapott napfénytartam adatokra nem alkalmazhatók. Jelenleg a magyarországi hálózatban ez kizárólagosan használt műszer, s így ezt a tényt csupán új műszerfajta alkalmazásakor, vagy szomszédos külföldi államból származó adatok esetében kell figyelembe venni.

Az Angström—Szavinov-módszernek, amely azon alapszik, hogy a teljesen borult és a teljesen derült égbolthoz tartozó globális sugárzás hányadosa térben és időben közel állandónak tekinthető, a regressziós módszerrel szemben fő hátránya abban áll, hogy csupán a teljesen derült és a teljesen borult állapot alapján határozza meg az egyenes állandóit. Ennek következtében nem veheti figyelembe

1. azt a tényt, hogy a nyári konvektív felhőzet a déli erős besugárzású órákban okoz árnyékolást ;

2. vannak olyan felhők, amelyek bár sugárzáscsökkenést okoznak, azonban a napfénytartamot a különböző érzékenységű napfénytartammérők-nél más és másképpen befolyásolják, azaz nem veszik figyelembe a különböző típusú napfénytartammérők eltérő érzékenységet.

A tárgyalt összefüggési egyenletek alkalmazásának előnye az, hogy az adatok sűrűbben elhelyezett napfénytartammérő állomások sokkal hosszabb éghajlati soraiból származnak és ennél fogva a térbeli és időbeli esetlegesség okozta hibák jobban kiküszöbölhetők.

Az az eljárás, hogy a sugárzásadatokat napfénytartammérők adatainak segítségével közvetve határozzuk meg, még néhány évtizedig valószínűleg szükséges kényszermegoldás csupán, amelyhez a sugárzásmérő hálózat bővülésével és hosszú időtartamból eredő adatok birtokában egyre kevésbé kell folyamodnunk.

## IRODALOM

- [1] *Takács Lajos* : A napsütés átlagos területi eloszlása. Bacsó—Kakas—Takács : Magyarország éghajlata c. könyvből. Budapest, 1953.
- [2] *A. Angström* : Recording solar radiation. Meddel. Stat. Meteor.-Hydr. Anst. 4. 1928, Nr. 3. Stockholm.
- [3] *S. Fritz* : The albedo of the planet, earth and of clouds. Journal of Meteorology, Vol. 9, Nr. 4. 1949.
- [4] *B. Haurwitz* : Daytime radiation at Blue Hill Obs. in 1933 . . . Harvard Met. Stud. Nr. 1. 1934.
- [5] *Берлянд, Т. Г.* : Радиационный и тепловой баланс поверхности суши внетропических широт северного полушария. Труды ГГО, вып. 18 (86), 1949.
- [6] *Takács Lajos* : A napsütés, a hőmérséklet és a csapadék valószínűségei Magyarországon. Időjárás 1949.
- [7] *E. Weber* : Grundriss der biologischen Statistik. Halle 1956.
- [8] *Takács Lajos* : A nap- és égboltsugárzás értékei Budapesten. Réthly A. : Budapest éghajlata c. könyvből. Budapest, 1945.

## Hőmérőtermisztorok alkalmazása a mikrometeorológiai kutatásban

*Összefoglalás.* E munka a hőmérőtermisztorok mikrometeorológiai célú alkalmazásának lehetőségeit tárgyalja, érintve a gyakorlati megvalósítás legalapvetőbb kérdéseit. Adatokat szolgáltat a 2TH típusú Tungstam termisztorok önmelegedése és hőmérsékleti tehetetlenségére, valamint az alkalmazandó mérőberendezéssel szemben támasztandó követelményekre nézve. Kimutatja, hogy az említett termisztor típus a kutatási munkáiban leggyakoribb alkalmi méréseknél előnyösen használható.

★

*Применение термисторов в микрометеорологических исследованиях.* В работе трактуются возможности применения термисторов в микрометеорологии и кратко упоминаются основные вопросы их практического употребления. Целикуются также данные самоогревания и температурной инерции термисторов типа «Тунгстам» 2ТХ», и данные требований предъявляемых к измерительной аппаратуре. Автор указывает на то, что вышеупомянутый тип термисторов очень выгодно употребляется в самых частых измерениях, встречающихся в ходу исследовательской работы.

★

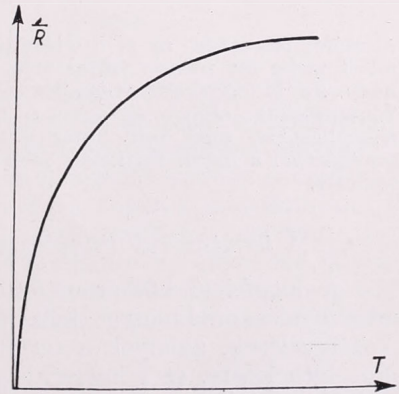
A mikrometeorológiai célú hőmérsékletmérés terén új lehetőségeket és távlatokat nyitott meg a hőmérőtermisztorok alkalmazása. Ma még ennek jelentőségét természetesen nem mérhetjük fel, de a kezdeti eredmények már következtetni engednek arra, hogy a távhőmérsékletmérésnek ez a módszere fogja kezünkbe adni kutatásaink egyik legértékesebb eszközét.

A termisztor elnevezés a „termikus érzékenyséű rezisztor” meghatározás összevonásából ered, szószerint tehát hőérzékeny ellenállást jelent. Bár többé-kevésbé minden elektromos vezető ellenállása hőérzékeny, a termisztor elnevezés csak a félvezető rezisztorok megjelölésére használatos. A termisztor anyaga mindig valamilyen „szennyeződésses félvezető”, többnyire fémoxid, melynek igen csekély elektromos vezetőképessége a kristály szerkezetébe ékelődő idegen (szennyező) atomoktól származik. Ez a vezetőképesség ( $1/R$ ) abszolút zérus fokon zérus, és a hőmérséklet növekedésével logaritmikusan növekvő.

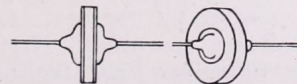
1. ábránk szerint a görbéhez húzott érintő a hőmérséklet növekedésével egyre kisebb meredekségű, s ez annyit jelent, hogy a hőmérséklet növekedésével a termikus érzékenység csökken. Megjegyzendő azonban, hogy a meteorológiai mérések intervallumában a termisztorok hőérzékenysége még mindig kb. tízszer akkora, mint a fém ellenálláshőmérőké.

Termisztorokat ma már világszerte gyártanak, funkció szerint hőmérséklet-érzéklésre, vákuummérésre, áramlási sebesség mérésére, és még számos egyéb célra. A hőmérő termisztorokat külső kiképzés szerint: tárcsa, gyöngy, pálca, illetve hártya-termisztoroknak nevezik. A hazai Tungstam hőmérőtermisztorok két fő kiviteli formája: a tárcsa és a gyöngytermisztor.

A tárcsatermisztor kb. 10 mm átmérőjű, és 1–2 mm vastagságú fémoxidpasztilla, melynek két szembenlevő lapjára fémbevonatot képeznek,



1. ábra



2. ábra

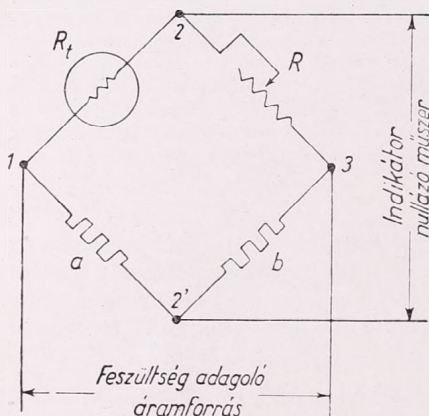
és arra kivezetéseket forrasztanak (2. ábra). A tárcsatermisztorok ellenállása 20 C°-on általában párszáztól párezer ohmig terjed.

A gyöngytermisztor gombostűfejnyi termisztormassza, mely két rendkívül vékony platinaszál között létesít vezetői kapcsolatot. A platinaszálak vörösrézdróttal folytatódnak. Mindez üvegsöbbe van beforrasztva oly módon, hogy a termisztormassza az üvegső elvékonyított falához nyomódik a nyíllal megjelölt helyen (3. ábra). A gyöngytermisztorok ellenállása 20 C°-on párezer ohmtól párszáz ezer ohmig terjedhet.

A hőmérsékletmérés a leírt termisztorokkal elvileg bármely olyan elektromos módszerrel elvégezhető, amely nagy ellenállások mérésére alkalmas. Mivel azonban jelenleg



3. ábra



4. ábra

a termisztoros mérések részben még a kísérletezés stádiumában vannak, így legcélszerűbb a Wheatstone-hidas, „nullázó módszer” alkalmazni, mert ennél mindenféle termisztor egyformán használhatunk. Az egyéb mérőberendezéseket bizonyos mértékig mindig méretezni kell a felhasznált termisztorok elektromos adataihoz, a Wheatstone-hidas mérést viszont a kereskedelemben készen kapható legáltalánosabb eszközökkel végezhetjük, és a méretezés csupán a nullázóműszer minimális érzékenységének, és a maximális mérőfeszültségnek megválasztásából áll.

Röviden ismertetjük a Wheatstone-hid elvi elrendezését. Az erre vonatkozó 4. ábrán  $R_t$ -vel jelöljük a termisztor ellenállását,  $a$ ,  $b$ , és  $R$  betűkkel pedig másik három hőmérséklettől elhanyagolható mértékben függő ismert ellenállást.

Ha fennáll az  $R_t = R = a = b$  egyenlőség, azaz a híd négy szárában levő ellenállások értékei megegyeznek, akkor, mivel a potenciál az 1, 2, 3 és 1, 2', 3 ágban egyaránt az ellenállással arányosan esik s így a 2 és 2' pontok között nem lesz potenciálkülönbség, az indikátor nem jelez áramot. Ilyen esetben azt mondjuk, hogy a híd ki van egyenlítve. Könnyen belátható, hogy a híd akkor is kiegyenlítetté válik, ha a fenti négyszeres egyenlőség helyett teljesül az  $R_t/R = a/b$  feltétel.

A mérés folyamán az  $a$ ,  $b$  ellenállásokat lehetőleg változtatlanul tartjuk, az  $R$  ellenállást pedig oly módon változtatjuk, hogy a kiegyenlítetttség feltétele teljesüljön, azaz hogy az indikátoron áthaladó áram zérus legyen. Ahhoz, hogy hőmérsékletmérést végezhessünk, először az egyes  $t_1, t_2, \dots, t_n$  hőmérsékletekhez tartozó  $R_{t1}, R_{t2}, \dots, R_{tn}$  ellenállásokat meg kell határozni, és kalibrálógörbét kell rajzolnunk, melynek segítségével a mérés folyamán leolvasott  $R$  értékeket visszszámíthatjuk majd hőmérsékletre.

### A termisztorok tulajdonságaira vonatkozó kísérleti eredményeink

A megfelelő hőmérő módszerek kifejlesztéséhez sok kísérlet és spontán megfigyelés eredményét kell fölhasználnunk. Különösen fontosak azok a megfigyelések, amelyek a termisztorok instabilitására, megengedett elektromos terhelésre, és hőmérsékleti tehetetlenségére vonatkoznak.

Méréseinket a *Tungram gyártmányú, 2TH jelű* gyöngytermisztorokkal végeztük el, mert a rendelkezésre álló típusok közül céljainknak ez a legalkalmasabb.

A termisztorok instabilitása abban nyilvánul meg, hogy a kalibrálógörbék nem maradnak tartósan érvényben, hanem rövidebb-hosszabb idő múlva kiigazításra szorulnak. E jelenség oka a termisztor-kristályok szerkezetében rejlik, ugyanis e kristályokban átrendeződések léphetnek fel, melyek a vezetőképesség megváltozását eredményezik.

Az instabilitás mértéke a gyártási eljárástól és a stabilizáló eljárástól egyaránt függ. A stabilizálás célja a termisztor-kristály átrendeződésének olymértvű meggyorsítása, hogy az eljárás befejeztével stabil kristályszerkezet jöjjön létre, melyben további változások már nem lépnek fel. Ezek az eljárások teljes sikerre nem szoktak vezetni, az azonban elvileg elérhető, hogy a félév alatt bekövetkező ellenállásváltozások  $\pm 0,5\%$ -on belül maradjanak. Ez megnyugtató, meg kell azonban jegyeznünk, hogy a magyar gyártmányú termisztorok ezt a követelményt még nem elégítik ki.

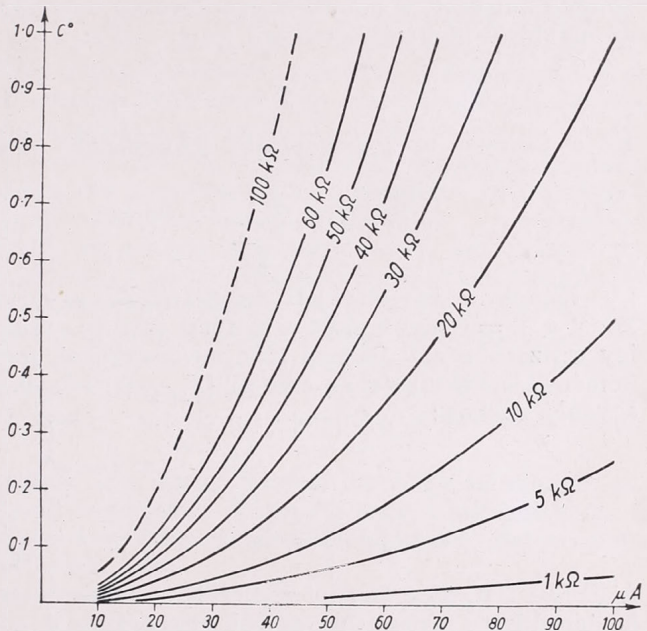
A gyakori hitelesítés általában döntő fontosságú, különösen fontos azonban az új termisztorok esetében. Ez a „természetes öregedés” jelentőségét mutatja, a nyilván tökéletlenül végzett „mesterséges öregbítés” (stabilizálás) mellett. A régebben használatba vett termisztorok értékét ezenkívül növeli az is, hogy idővel felszínre kerülnek az egyedi rejtett hibák.

A megengedett elektromos terhelés mértéke az a maximális áramerősség, amely a termisztoron áthaladva az ellenállásmérés kívánt pontosságát még nem veszélyezteti. E kritikus áramerősség meghatározását megnehezíti az a körülmény, hogy az áram hatása több tényező együtteseként jelentkezik.

A feltételezés szerint e tényezők között az önmelegedés szerepe a döntő. Az önmelegedés a Joule-féle hőhatásból ered, és így arányos a termisztorban leadott elektromos teljesítménnyel. Gyakran tapasztalható azonban, hogy egyes termisztoroknál az áramerősség növelése eleinte az ellenállás növekedésével jár (és ez annyit jelentene, hogy a termisztor hőmérséklete nem nőtt, hanem csökkent), tehát kétségtelen, hogy ilyenkor a Joule-hatást egy másik hatás túlkompenzálja.

A megengedett terhelést a gyári prospektusok hozzávetőleg megadják, oly módon, hogy közlik az egy milliwattra eső önmelegedést. Méréseink alapján erről részletesebb képet adunk egy görbesor segítségével (5. ábra), melyről leolvasható a különböző ellenállású termisztorok különböző áramerősségekhez tartozó önmelegedése. E görbesor jól felhasználható a feszültségadagoló helyes beállításához.

A gyöngytermisztorok hőmérsékleti tehetetlensége egyike a legfontosabb jósági tényezőknek, mely e termiszortípus kétségtelen előnyét tükrözi.



5. ábra

A hőmérsékleti tehetetlenséget mindig meghatározott mozgási állapotú és hőkapacitású közegre vonatkoztatjuk, pl. a léghőmérők tehetetlenségét nyugalomban levő, vagy meghatározott sebességgel laminárisan áramló levegőre. Az alábbiakban a 2TH típusú gyöngytermisztorok hőmérsékleti tehetetlenségére adunk tájékoztató értékeket. Az itt szereplő álló levegőre vonatkozó értékeket a felezési idők módszerével határoztuk meg.

Ismeretes, hogy egy  $T_0$  kezdeti hőmérsékletű, és  $\lambda$  hőmérsékleti tehetetlenségű hőmérőt,  $\Theta$  hőmérsékletű közegbe helyezve,  $t$  idő elteltével a hőmérő az alábbi  $T$  hőmérsékletre hűl le ( $\Theta > T$ ):

$$T = \Theta + (T_0 - \Theta) e^{-\frac{t}{\lambda}}$$

Ez a formula az exponenciális lehűlésgörbe egyenlete. Átrendezés után:

$$T - \Theta = \frac{T_0 - \Theta}{e^{\frac{t}{\lambda}}}, \text{ tehát: } \frac{T_0 - \Theta}{T - \Theta} = e^{\frac{t}{\lambda}}$$

Célunk a hőmérsékleti tehetetlenség együtthatójának meghatározása. Mivel a  $T = \Theta$  egyenlőség szigorúan csak  $t = \text{végtelen}$  esetén következne, így célszerűbb a  $t$  felezési időt meghatározni, mely időpontban a  $(T_f - \Theta)$  hőmérsékletkülönbség az eredeti  $(T_0 - \Theta)$  hőmérsékletkülönbség felével lesz egyenlő. Ekkor:

$$\frac{T_0 - \Theta}{T_f - \Theta} = 2 = e^{\frac{t_f}{\lambda}}$$

$$\text{azaz: } \frac{t_f}{\lambda} = \ln 2 \quad \text{és} \quad \lambda = \frac{t_f}{\ln 2} = \frac{t_f}{0.69}$$

A mérést a 6. ábra szerint végezzük. A hőmérőt az előre kitűzött  $T_0$  kezdeti hőmérsékletre melegítjük, és behelyezzük a  $\Theta$  hőmérsékletű, nyugalomban levő légtérbe. Ezzel egyidőben megindítjuk a stopperórát.

A  $T_1 = \Theta + (T_0 - \Theta)/2$  első felezési hőmérséklet bekövetkeztekor feljegyezzük a stoppermutató helyzetét, de a mérést folytatjuk. A második  $T_2 = \Theta + (T_1 - \Theta)/2$  felezési hőmérséklet bekövetkeztekor ismét feljegyezzük az eltelt időt, és így tovább. Általában három felezési hőmérséklet bekövetkezését még kényelmesen észlelhetjük.

A leírt módszerrel elvégzett kísérletek eredményeként megállapított átlagos felezési idő, mérőkész, vízhatlan csatlakozóval ellátott 2TH típusú gyöngytermisztorok esetében 9—14 sec körül van ( $t_f = 11,0 + 2,4/\text{sec}$ ). Ebből az előbbieket szerint számítva, a hőmérsékleti tehetetlenség együtthatójának értékére nézve:  $\lambda = 15,9 + 3,5$  adódik. Ezen adat birtokában kiszámítható, hogy a gyöngytermisztorok nyugvó levegőben kb. másfél perc alatt állanak be tízedfokos pontossággal a saját kezdeti hőmérsékletüktől 5 C°-kal eltérő léghőmérsékletre. Ez a higanyhőmérők beállási idejénél több mint egy nagyságrenddel kisebb.

Megjegyzendő, hogy a mérés eredménye nagymértékben függ attól, hogy milyen módszerrel melegítettük fel a termisztor a  $T_0$  hőmérsékletre. Elvi jelentőségű követelmény az, hogy a felmelegítés úgy történjék, hogy a  $T_0$  hőmérsékletet a termisztor minden része (üvegbúrája, csatlakozója, stb.) maradéktalanul felvegye. Nyilvánvaló azonban, hogy ha a termisztorral csak a hőérzékelő végén közöljük a hőt, az említett részek nem melegednek fel, és így a lehűlésgörbe meredekebb lesz.

A mérőelv értékelésénél elsősorban annak gyakorlati alkalmassága a döntő, sok függ tehát az alkalmazás módszerétől. Az alábbiakban egy egyáltalán nem újszerű, vagy meglepő, de minden részletében indokolt mérőmódszert ismertetünk.

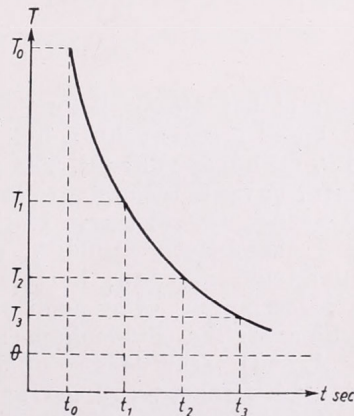
A mérőfej, mint már említettük, 2TH típusú gyöngytermisztor, lehetőleg 1—60 k $\Omega$ /20 C° ellenállással. A gyöngytermisztor üvegsövéből történő kivezetéseket, és az ezekre forrasztott csatlakozást vízhatlan burkolattal kell ellátnunk, mert a hitelesítés folyadékfürdőben történik, másrészt, mivel a műszert a mérés közbeni nedvességi behatások ellen óvnunk kell. A megoldás e termisztor típus esetében rendkívül egyszerű (7. ábra).

A termisztormassza (1a) az üvegső (1) kigömbölyödő végéhez nyomódik. Az üvegső másik végén van a két kivezetés. E kivezetéseket rövidre vágjuk olyan módon, hogy az egyik valamivel hosszabb maradjon. A csatlakozó vezetékeket felforrasztjuk (2), és közben gondoskodunk a két vezeték elszigeteléséről (3). Utolsó lépésben a 4 mm átmérőjű üvegsőre (lehetőleg fehér) mipoláncsövet húzunk (4). A kereskedelemben kapható olyan mipoláncső, amely a termisztorok üvegsővére igen szorosan ráillik, és a vízmentességet maradéktalanul biztosítja. A csatlakozó vezeték lehetőleg hajlékony selyem- és lakkszigetelésű huzal legyen. E mipoláncsővel burkolt kb. 3 méter hosszú vezetékek másik végére vízmentes csatlakozót szerelünk. A távolsági kábelt erre kapcsoljuk.

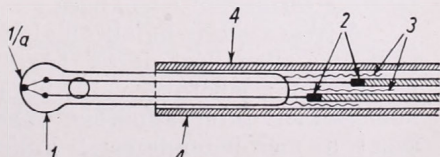
A mérőfej sugárzásvédelmét oly módon biztosítjuk, hogy az üvegső végét beezüstözzük, és ezenkívül megfelelően kiképzett ernyőt alkalmazunk.

A távolsági kábel köti össze a mérőfejet a mérőberendezéssel, illetve mérőhelyátkapcsolóval. Termisztorral történő mérés esetében lehetőségünk van arra, hogy igen nagy távolságban elhelyezett mérőfejekkel mérhessünk, anélkül, hogy a kábel ellenállását számításba kellene vennünk. Azt a maximális kábelhosszúságot, amelyre ez a lehetőség még fennáll, a maximális kábel-ellenállás kiszámításával állapíthatjuk meg. Ez az ellenállásérték az alkalmazott termisztor ellenállásának 0,5%-áig terjedhet. Az általunk használt 60 kilo-ohmos termisztorok esetén tehát 300 ohm lehet a kábel teljes ellenállása. Ha 0,8 mm átmérőjű vörösréz-huzalt alkalmazunk, akkor figyelembe véve az oda- és visszavezető ér ellenállását is, a mérőfej maximális távolsága 3500 méter. Ennél kisebb távolság esetén a kábel ellenállását a kalibrálás folyamán figyelmen kívül hagyhatjuk, természetesen a kábel hőmérséklet-okozta ellenállásváltozását annál inkább.

A mérőhelyátkapcsolóhoz csatlakoznak a különböző mérőhelyekről befutó



6. ábra



7. ábra

távolsági kábelek, hogy ennek segítségével a mérőhíd áramkörébe mindig a kívánt mérőhelyet kapcsolhassuk. E célra a forgócsapos átkapcsolókkal szemben ajánlatos a lehető legegyszerűbb kivitelű dugaszos átkapcsolókat alkalmazni.

A mérőberendezés két főrésze: egy 4—6 dekádós Wheatstone-híd, valamint egy összepárosított indikátor és feszültségadagoló. A Wheatstone-híddal kapcsolatban neicsenek különleges követelmények. Az indikátor és feszültségadagoló viszont már méretezésre szorul. Az előző fejezetben megadott megengedett elektromos terhelésből kell kiindulnunk. Ennek alapján kiszámítható az a maximális mérőfeszültség, amelyet a feszültségadagolón be kell állítanunk. Esetünkben az U-mérőfeszültség közelítőleg másfél volt.

Következő lépésben a nullázóműszer szükséges érzékenységet számítjuk ki. A Wheatstone-híd  $R_i$ -ellenállású indikátorán áthaladó áram erősségét az általánosított ohmtörvény alkalmazásával kapjuk:

$$I = U \frac{R_i \cdot b - R \cdot a}{R_i(a+b)(R_i+R) + R_i R(a+b) + a \cdot b(R_i+R)}$$

Tegyük fel, hogy az alkalmazott mérőhíd egyszerűen szimmetrikus, amely nyíben  $a = b$ , tehát az alsó ágba szereplő két arányosítóellenállás megegyezik. A galvanométer szükséges érzékenységet úgy állapíthatjuk meg, ha abból az  $R_i$  értékében bekövetkező legkisebb  $\Delta R_i$  ellenállásváltozásból indulunk ki, amelyet indikátorunknak még érzékelnie kell. Ennek alapján ugyanis kiszámíthatjuk azt a  $\Delta I$  áramerősséget, amely akkor folyik át az indikátoron, ha a kiegyenlítettség mértéke éppen  $\Delta R_i$  (azaz  $R_i = \bar{R} + \Delta R_i$ ). A nevezőben  $\Delta R_i$  értékét elhanyagoljuk:

$$\Delta I = U \frac{\Delta R_i \cdot a}{4 R_i a R + 2 a R^2 + 2 a^2 R}$$

egyszerűsítünk  $a$  értékével:

$$\Delta I = U \frac{\Delta R_i}{4 R_i R + 2 R^2 + 2 a R}$$

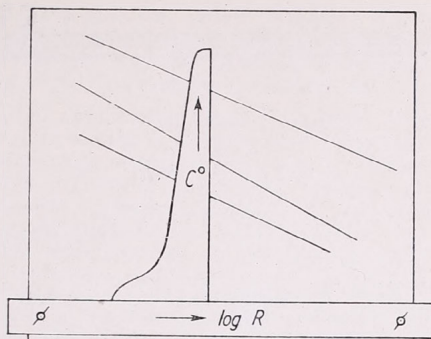
E formulából látható, hogy mennél kisebbre választjuk az  $a$ , és  $R_i$  ellenállásokat, annál érzékenyebb a híd, mert annál nagyobb  $\Delta I$  áramot eredményez a  $\Delta R_i$  ellenállás-változás. Van azonban ennek az érzékenyítésnek egy ésszerű határa, ugyanis technikai okokból az említett két ellenállás értékét nem választhatjuk tetszőlegesen kicsinyre. Megjegyzendő, hogy ha a hídban az  $a = b$  ellenállások kisebbek, akkor a híd áramfogyasztása nagyobb lesz. Nyilvánvaló azonban, hogy az áramforrás gazdaságos működése kevésbé fontos szempont, mint az érzékenység növelése, tekintetbevéve, hogy a híd áramfogyasztása mindenképpen csekély.

A fenti számítások numerikus eredménye szerint esetünkben kb.  $2 \times 10^{-8} A$  érzékenységgű galvanométerre van szükség.

A feszültségadagoló alkatrészei: egy másfél voltos oxigén légző elem, beépített potenciométer, és pillanatkapcsoló. Mérés közben az áramot lehetőleg mennél rövidebb időre kapcsoljuk be, mert polarizálódás léphet fel, melynek hatására a termisztor ellenállása a mérőáram irányától is részben függővé válhat.

A Wheatstone-hidak alkalmazásának egyik nagy előnye, hogy a mérést igen tág ellenálláshatárok között végezhetjük. Ez a gyakorlatban kettős jelentőségű: lehetővé válik elsősorban az, hogy a hőmérsékletmérést tág hőmérsékleti intervallumban végezzük, másodsorban pedig az, hogy ugyanazzal a mérőberendezéssel különböző ellenállású termisztorok kerüljenek alkalmazásra.

A kalibráló berendezés a termisztoros méréshez éppen úgy hozzátartozik, mint az előbbiekben említett eszközök bármelyike. A hitelesítést, illetve kalibrálást folyadékfűrdőben végezzük, legalább 4–6 hitelesítési pontot felvéve. Az első hitelesítési pont az olvadó jég hőmérséklete, a második pedig a mindenkori léghőmérsékletre (szobahőmérsékletre) beállt vízfűrdő hőmérséklete. A további hitelesítési pontokat ultratermosztáttal vesszük fel oly módon, hogy legalább tíz fokként legyen egy-egy. Az ultratermosztát: zárt, jól izolált, folyadékkal töltött edény, beépített elektromos fűtőtestekkel és hűtőspirállal. A beépített fűtőtestek működését automatikus regulátor vezérli, ezáltal a folyadékfűrdő hőmérsékletét az általunk kívánt értékre beállítja, és változtatlanul tartja. A hűtőspirál működéséhez szükségünk van egy hidegtárolóra, ahonnan a hűtőfolyadékot a hűtőspirálba beáramoltathatjuk. Negatív hőmérséklet esetén a folyadékfűrdő és a hűtőfolyadék lehetőleg metilalkohol legyen.



8. ábra

A kalibrálás megkönnyítésére ajánlatos speciális rajzeszközöket készíteni, ugyanis, mint már említettük, a termisztorok ellenállása és hőmérséklete közötti összefüggés exponenciális. Annak érdekében, hogy a kalibrálógörbék egyenesek legyenek, a kalibrálólapra az ellenállások logaritmusait kell felmérnünk. Ennek legegyszerűbb módja az, ha egy 1000  $\mu\text{m}$  alaptávolságú logaritmusos beosztással ellátott vonalzót rögzítünk a kalibrálóasztal alsó széléhez úgy, hogy azon csúszhasson egy hőmérsékleti skálával ellátott derékszögű vonalzó (8. ábra).

A kalibrálólapra a  $T = f(\log R)$  kalibrálógörbék 10  $^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb hőmérsékleti intervallumban jó közelítéssel egyenesek. Szélesebb hőmérsékleti közben már figyelembe kell vennünk a görbe enyhe hajlását. A 10  $^{\circ}\text{C}$ -onként felvett 4–6 hőmérsékleti alapponton történő hitelesítés 2–4 órát vesz igénybe, attól függően, hogy negatív hőmérsékleteken is elvégezzük-e a hitelesítést.

### *A termisztorok alkalmazási tere a mikrometeorológiai kutatásban*

Ma még a termisztorokkal történő hőmérsékletmérés módszerei nem forrottak úgy ki, hogy e módszereket minden esetben előnyösnek mondhassuk. Mutatkozott azonban már a jelenlegi helyzetben is egy terület, melyen a termisztorok alkalmazása célszerű és kívánatos. Ez az alkalmi mérések területe.

A mikrometeorológiai vizsgálatok feladatai között igen gyakran szerepel a megfelelő időjárási helyzetben végzett alkalmi mérés. Amikor egy ilyen mérésre felkészülünk, műszereinket előkészítjük, és behitelesítjük, akkor az a tény, hogy a termisztorokat egyébként is be kellett volna hitelesíteni, nem jelent hátrányt. Ugyanakkor komoly előny az, hogy a mérést szinte tetszőlegesen nagy távolságból végezhetjük, valamint az, hogy a termisztorokat nem kell a kábelekkal együtt hitelesíteni. Így a kábel nélküli kalibrált termisztorok egymás között cserélgethetők, és többféle, előre nem tervezett mérésfeladatra használhatók. Nem úgy, mint a fém ellenálláshőmérők, melyek csak azzal a kábellel alkalmazhatók, amellyel hitelesítettük őket.

Azok a mérések, melyeket az elmúlt év folyamán a leírt termisztoros berendezésekkel Martonvásáron végeztünk, eredményeikkel bizonyítják azt, hogy módszerünk használható. Reméljük, hogy a jelenleg is folyamatban lévő mérések a módszerek további javításához vezetnek.

## Dr. Franz Baur 70 éves

Ez év februárjában töltötte be hetvenedik életévét Baur professzor, a közép-európai távprognosztikai kutatások egyik úttörő megalapozója, folyóiratunk szerkesztő-bizottságának tagja.

Baur professzor már kutatásainak kezdeti szakaszán kapcsolatba került folyóiratunkkal, illetőleg a Magyar Meteorológiai Társasággal. 1927-ben ugyanis elnyerte a Társaság által, a távidőjelzési kérdések kutatására kitűzött Tolnay-féle pályadíjat és a „Magyarország átlagos júliusi csapadékmennyisége előrejelzésének alapjai” című tanulmánya meg is jelent *Az Időjárás* 1927. évi kötetében.

Ebben az időben kapott hivatalos megbízást a porosz Meteorológiai Intézettől a hosszabbtartamú előrejelzések kutató-

sára. 1929-ben átvette a porosz Mezőgazdasági Minisztériumban működő „*Forschungsstelle für langfristige Witterungsvorhersage*” nevű intézmény vezetését. 1935-ben ez az intézmény önálló intézetként a Birodalmi Meteorológiai Szolgálathoz került, ahol 1945-ben háborús károk és pénzügyi nehézségek miatt megszűnt.

Távprognosztikai munkásságának kezdetén területi korrelációkkal foglalkozott. Idevágó alapvető munkája a „*Grundlagen einer Vierteljahrstemperaturvorhersage für Deutschland*” 1926-ban jelent meg. Ebben kijelölte azokat a területeket, illetve időjárási elemeket, amelyek Németország évszaki hőmérsékletének előrejelzése céljából elég erős korrelációs tényezővel rendelkeznek. A korrelációs módszert később finomítva, a 48, illetve 72 óras nyomásváltozásokra terjesztette ki. Ezen az alapon 1933–39 között Intézete a nyári időszakban rendszeresen adott ki 10 napra szóló előrejelzéseket, amelyek magas bevalási százalékot értek el. Sokat foglalkozott a nyomáshullámok, illetve ritmusok prognosztikai jelentőségével is.

1947-ben tette közzé a makroszinoptikai légnomási helyzetek rendszerezésére vonatkozó vizsgálatait: „*Musterbeispiele europäischer Grosswetterlagen*” címen. Kezdetben 25 makroszinoptikus főhelyzetet különböztetett meg és megadta a velük kapcsolatos időjárás várható lefolyását is. (E munkája épült Hess és Brezowsky: *Katalog der Grosswetterlagen* című közös tanulmánya, amely 18 főhelyzetet különböztet meg.)

Baur igen sokat tett az időjárási adatok — főleg havi középértékek — mennél sürgősebb és rendszeresebb közzétételéért, éppen a távidőjelzési feladatok céljaira. 1936-tól kezdve megjelentette a „*Mittel-europäischer Witterungsbericht*” című havijelentését, amelyben az északi félgömbre vonatkozó légnomás-eloszlás, illetőleg annak anomália-térképén kívül közli a természetes szinoptikai időszakokra az 500 mb-os szint térképeit is.

A távprognosztika alapvetéseire vonatkozó gondolatai az első ízben 1937-ben, majd 1942-ben megjelent „*Einführung in*



Prof. dr. Franz Baur

die Grosswetterforschung" című munkájában kerültek nyilvánosságra. A harmadik kiadás, 1948-ban már „Einführung in die Grosswetterkunde” címen jelenhetett meg.

Baur professzornak köszönhető a naptevékenység és az időjárás közötti kapcsolatra vonatkozó és matematikailag is kellően bizonyított összefüggések kutatása. Idevonatkozó első dolgozata a *Monthly Weather Review* 1925. évi kötetében jelent meg. Ebben megállapítja, hogy az egyes területeken az északi félgömbön a napfoltciklus minimumaihoz, illetve maximumaihoz képest mikor állanak be a hőmérsékleti szélső értékek. A naptevékenység légköri hatásának mechanizmusára vonatkozó elméletét 1949-ben közölte („Zurückführung des Grosswetters auf solare Erscheinungen”). Ebben a Nap ibolyántúli sugárzásának változásait jelöli meg hatótényezőként, amely a földmágneses háborgások jellemzőszámaiban is tükröződik.

Legújabb munkájában: *Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen* (1956), szintén több bizonyítékát szolgáltatja a naptevékenység és az időjárás közötti kapcsolatnak. Többek között sikerült szabályt találnia a hideg teleknek a napfoltcikluson felül jelentkező gyakorisági eloszlására is.

Közreműködött *Hann—Siring*: Lehrbuch der Meteorologie (1949), a Linke-féle „Zsebkönyv” és a *Compendium of Meteorology* (1951) c. művek kiadásánál is.

Baur professzor munkásságának fenti rövid kivonata is meggyőzhet bennünket arról, hogy élenjáró kutatója a távidőjelzés rendkívül bonyolult kérdéseinek. Ezenfelül kitartó szószólója a napfizika és a makro-időjárás párhuzamosan végzendő kutatásának. E kérdésekről éppen jelen számunktan közöljük ragyobb, összefoglaló jellegű tanulmányát. — Reméljük, hogy a Nemzetközi Geofizikai Év eredményeként — a napfizika haladása révén — Baur professzor elgondolása a napfizikai és a makroszinoptikai kutatások együttműködéséről megvalósul. Ez az együttműködés bizonyára hatalmas lépéssel viszi majd előre a makroszinoptikai kutatásokat és ezzel a távprognosztika fejlődését is.

Szerkesztő-bizottságunk nevében szeretettel köszöntjük Baur professzort születésének 70. évfordulóján! Őszinte szívvel kívánjuk, hogy még sok-sok éven át, jó egészségben folytassa eredményekben gazdag tudományos munkásságát, amely eddig is maradandót és példamutatót alkotott tudományunk területén.

Berkes Z.

## Az évszakok késése, illetve sietése éghajlatunkban

A hazánk éghajlatán előfordult legmagasabb és legalacsonyabb havi középhőmérsékletek területi vonatkozásairól egy ízben már megemlékeztünk [1]. Megállapítható volt, hogy az előfordult szélsőségek Európa szinte egész területének éghajlatát felölelik. Azt jelenti tehát ez, hogy pl. a leghidegebb hónapunk középhőmérséklete ( $-10,0$  fok, 1879. XII.) az észak-norvégiai Sydvaranger és Moszkva közötti vonal átlagos decemberi izotermájának felel meg. A legmelegebb havi középértékünknek (1807. VIII. 26,8 fok) megfelelő átlagos izoterma viszont Észak-Afrikában található.

Érdekelhet azonban bennünket az a kérdés is, hogy ezek a szélső havi középértékek milyen mértékű késést vagy sietést jelentenek a törzsértékekhez képest. Erre a célra össze kell hasonlítanunk az előfordult szélső havi középértékeket a megfelelő időszakból számított és napi középértékek alapján ábrázolt hőmérsékleti évi járással. Eljárásunk azonban nem lenne kielégítő, ha a szélsőséges havi középérté-

keket csak egy-egy nap átlagos hőmérsékletével hasonlítanók össze. A havi középérték ugyanis 28—31 nap adataiból készült. Szükséges tehát az átlagos napi középértékeket pl. 30 napos átkaroló közepelésnek vetni alá és az összehasonlítást az így nyert szinuszcörbe alapján végezni. A számítások egyszerűsítése érdekében a budapesti 75 évi (1871—1945) napi átlagokból nyerhető pentadértékeket használtuk fel és azokból képeztük az átkaroló havi középértékeket [2].

Bár Budapestre a hőmérséklet havi átlagait illetően már közel 180 évi sorozat áll rendelkezésre, a következőkben mégis csak a legutóbbi 100 év megfigyeléseire támaszkodunk az összehasonlításnál. Ezt elsősorban azért tesszük, mert a napi átlagok is csak a fentemlített rövidebb időszakból állanak rendelkezésre, másrészt azért is, mert 1856. óta a sorozat teljesen homogénnek tekinthető. Azóta ugyanis Budán a Meteorológiai Intézet mai hőmérő-felállításhoz közelfekvő helyeken (Fő utca, Toldy Ferenc utca,

illetve Lovas úton) történtek az észlelések. Az utóbbi 100 évben előfordult szélsőséges havi középértékeket I. táblázatunk foglalja össze.

A táblázat utolsó sorában a 100 évi (1857—1956) átlagértékeket is feltüntettük.

Az említett 75 évi napi átlagértékek alapján megállapíthattuk, hogy — a szélsőséges havi középértékeket mindenkor a hónap középső napjára véve érvényesnek — mekkora azoknak késése vagy sietése. Eredményeinket a II. táblázatban adjuk.

Átlagosan tehát kb. 30 napnyi késést, vagy sietést mutatnak a szélső havi átlagok, azonban januárban a sietés közel

latban az év 1/6-ára is rúghatnak, a szélsőséges napi közepek szerint pedig annak 1/3-ára is.

I. táblázatunkkal kapcsolatban megemlítjük, hogy ha a havi legmagasabb átlagértékeket közepeljük, akkor mint maximális évi átlagot, 15,1 C°-ot kapunk. A leghidegebb havi középhőmérsékletek évi átlaga pedig 5,5 C°-ot ad. Ezek az értékek nem állhatnak messze a jégkorszakok, illetve az interglaciálisok idején hazánk felett érvényesült legszélő évi középhőmérsékletektől.

Kiegészítésként megjegyezzük még, hogy az I. táblázatban a maximális értékek szeptembertől februárig mind a XX. század-

### I. TÁBLÁZAT

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	Év
Max. Éve	4,6 1921	5,7 1925	10,4 1882	15,1 1952	20,4 1869	23,7 1866	24,9 1874	24,1 1890	21,0 1947	15,6 1907	10,4 1926	5,1 1915	12,5 1934
Min. Éve	-9,0 1893	-7,6 1929	0,3 1875	7,7 1929	12,3 1919	16,9 1923	18,4 1913	18,0 1940	11,6 1912	6,5 1905	0,5 1920	-10,0 1879	9,0 1940
100 évi	-1,1	0,6	5,7	11,6	16,6	20,0	22,0	21,1	16,9	11,2	5,0	0,6	10,85

### II. TÁBLÁZAT

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	
Max.	+53	+29	+25	+23	+39	—	—	—	-28	-25	-28	-32	nap
Min.	—	—	-34	-20	-25	-29	-47	+21	+26	+21	+31	—	nap

2 hónapot tehet ki, viszont júliusban ugyanekkorát késhet a nyár. A legkisebb eltérést általában az átmeneti hónapok mutatják, de itt is kitehet  $\pm 3$  hetet az időbeli eltolódás. A különböző években előfordult szélsőséges havi értékek alapján 60 napnyi, tehát 2 havi időköz választhatja el egy-egy megadott érték bekövetkezését. Szélsőséges napi közepek alapján  $\pm 3$  havi eltolódás is adódhat egy-egy naptári napra! (A legmelegebb januári napon, 1920. január 13-án, a napi közép ugyanis 11,7 fokot tett ki, ami átlagosan április 16-án következik be. A leghidegebb júliusi nap szintén 1920-ban fordult elő, 29-én, 13,3 fokos napi középpel, ami átlagosan csak április 26-án, illetve október 5-én szokott előfordulni.)

Időjárás-alakulásunk szélsőségeinek térbeli viszonylatai mellett tehát az időbeli eltolódások is tetemesek és havi viszony-

ban fordultak elő. Márciustól augusztusig viszont — az egyetlen április kivételével — XIX. századi éveket találunk. A minimális értékek túlnyomórésze is a XX. században fordult elő és csak három hónapé származik a megelőző 50 évből.

Egyébként táblázatunk mutatja azt az aszimmetriát is, ami a melegebb értékek kisebb — és a hidegebb értékek nagyobb anomáliájaként közismert. A hideg anomália átlagosan kb. 30%-kal nagyobb, mint a meleg anomáliák átlaga.

IRODALOM: [1] Berkes Z.: Éghajlatváltozás — éghajlatingadozás? Orsz. Meteorológiai Int. Kis Népszerű Kiadv. 3. szám, Budapest. 1953. 19. old. — [2] Réthly A.: Budapest éghajlata. Budapest. 1947. 125. old.

B. Z.

## Analógia az óceánok mozgásai és a légmozgások között

Az a megállapítás, hogy analógia van az óceánok mozgásai és a légmozgások között, nem újkeletű. Mégis, nem lesz érdektelen, ha M. P. Queney-nek a Sorbonne dinamikusan meteorológia professzorának egy-két megállapítását, melyek erre a tárgyra vonatkoznak, jobban szemügyre vesszük. (Leçons de météorologie dynamique Université de Paris. 1954.)

Az óceánoktan is, akár csak a levegőben, fennállnak bizonyos mozgásfeltételek. Ugyanis a valóságban az óceánok sincsenek sohasem egyensúlyban a hőmérsékleti differenciák, a nehézségi erő, a földforgás és az égitestek (Hold, Nap) zavarai miatt. Ez utóbbi zavarok periodikus mozgásokhoz vezetnek, melyeket árapályoknak nevezünk, de ezen mozgások sokszor elhanyagolhatók a nem periodikus mozgásokkal szemben. Ezenkívül leszögezhető az is, hogy a tengerekben is a horizontális mozgások a túlnyomók, ha nagyobb térségekben vizsgáljuk az eseményeket. Ilyenkor a földforgás hatása is fellép és gyakorlatilag geosztrofikus egyensúly van, kivéve az egyenlítő vidékeit és egy vékony sűrűlódási réteget (közepes vastagság 50 m), amely a szabad felszín közelében fekszik.

Érdekes példák: A víz áramlása az Atlanti-óceán északi részében úgy tekinthető, mint az óceánok általános cirkulációjának egy része, mely globálisan forgómozgás az Azórok vidéke körül az óramutató járásával megegyező irányban (anticiklonális forgás). E cirkuláció áramai, melyek az amerikai partokat érintik, igen gyorsak, melegek és NE irányba mozognak. Florida és Cuba között (Floridai áramlás) a közepes sebesség eléri az  $u = 100$  cm/sec-t, a maximális sebesség

150–200 cm/sec, így a geosztrofikus egyensúly törvénye megköveteli, hogy a víz izobárfelületei NW irányba hajoljanak egy  $2\Omega \sin \varphi / g$  nagyságú közepes hajlással, ahol  $\Omega$  a Föld szögsebessége ( $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$  CGS),  $g$  a nehézségi gyorsulás és  $\varphi$  a szélesség, amely jelen esetben kb.  $25^\circ$ . Így a közepes hajlásra  $0,6 \cdot 10^{-5}$  érték adódik, amely megközelítőleg az áramlás szabad felszínének hajlása is. Az áramlás szélessége kb. 75 km, és megállapítható, hogy a tenger szintje 46 cm-rel magasabb Cuba partjainál, mint Floridánál. (Ez a pontos érték optikai szintezés eredménye.)

Szélesebb áramlásoknál a verifikáció jóval nehezebb, de nyilvánvaló, hogy a geosztrofikus egyensúly törvénye fennáll. Például a nagykiterjedésű és cirkumpoláris Antarktikus-áramnál, mely W-ről E-felé mozog 10 cm/sec közepes sebességgel, úgy találták, hogy a szabad felszín dél felé hajlik  $0,7 \cdot 10^{-6}$  nagyságrendű hajlással, azaz Ausztrália és az Antarktisz között, melyek távolsága kb. 3000 km, nagyjából 2 m-es szintkülönbség van.

Visszatérve az Atlanti-óceán északi részére, megállapítható, hogy a vizek szabad felszínének szintmaximuma van az Azórok vidékén. Az eltérés 1 m-es is lehet.

Hozzá kell még tennünk, hogy a horizontális mozgások túlsúlyát az is elősegíti, hogy az első két kilométerben csökken lefelé a hőmérséklet, de lejjebb egy állandó érték  $0^\circ$  és  $3^\circ$  között.

Végezetül csak annyit, hogy bár e megállapításoknak számunkra gyakorlatilag nincs sok jelentősége, mégis elméletileg érdekes problémákat vetnek fel.

Mészáros Ernő

### Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy havi tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, II., Kitaibel Pál utca 1.), a csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2.— forint, ifjúsági tagoknak 1.— forint.

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

**SZÁSZ GÁBOR** : **Havi középhőmérsékleteknek a sokéves átlagtól való eltéréseinek vizsgálata.** Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének tudományos közleményei (Szerkeszti Berényi Dénes egyet. tanár) 2. szám. Debrecen 1957. 28 (A/4) old. 11 ábrával és német nyelvű kivonattal.

A tanulmány azzal a kérdéssel foglalkozik, hogy Magyarországon és Európában az egyes hónapok hőmérsékleti közepétől való pozitív és negatív eltérések száma milyen arányban áll egymással. Öt hazai állomás 40 évi hőmérsékleti sorozatát vizsgálva (1904—43) megállapítja, hogy az ország keleti részén több olyan hónap van, amidőn a negatív eltérések száma nagyobb mint a pozitívoké, nyugaton pedig megfordítva. A pozitív anomáliák valószínűsége februárban és márciusban a legnagyobb, a negatív anomáliák bekövetkezése viszont áprilisban és májusban a legvalószínűbb. A februári pozitív eltérések száma a 0,01 valószínűségi szinten is szignifikánsan különbözik az egyenlő arányú eloszlástól. Hasonló módon megvizsgálva 17 európai állomás 20 évi (1904—23) hőmérsékleti sorozatát, arra a megállapításra jut, hogy az eltérések gyakorisági százelekainak területi eloszlása Európában tavasszal és nyár elején zónális, máskor meridiális jellegű. Továbbiakban a szerző az egyes eltérésekre eső átlagos hőmérsékleti érték vizsgálatával foglalkozik. Megállapítja annak évi menetét, majd kiszámítja a pozitív és negatív eltérések átlagos nagyságát.

Összefoglalva a dolgozat eredményeit, megállapíthatjuk, hogy a vizsgálatok adalékokat szolgáltatnak a hőmérsékleti havi közepek szerkezetének megismeréséhez. Úgy véljük azonban, hogy a fölhasznált adatsorok túlságosan rövidek ahhoz, hogy a levont következtetések kellő biztonságúak legyenek, hiszen a 20 éves sorozatoknál már egyetlen érték is 5 százalékos változást okozhat. Célszerű lett volna legalább 60 évi hőmérsékleti adatsorokkal dolgozni, amilyenek kellő számban állanak rendelkezésre Európából pl. a „World Weather Records“ kötetiben. A részletesebb tájékozódás érdekében hasznos lett volna legalább néhány jellegzetes éghajlatú állomás hosszabb hőmérsékleti sorozatából előállított gyakorisági eloszlás analízise (a fölhasznált 17 európai állomás közül 8 állomásról rendelkezünk közzétett 100 évnél is hosszabb hőmérsékleti sorozatokkal). Ezenkívül érdemes lett volna a nyert eredmények behatóbb szinoptikai és az általános légkörzés szempontjából történő megokolása, ennek elmaradása a tanulmány-nak bizonyos fokig leíró jelleget kölcsönöz.

Utójára említjük meg, mint tárgyi szempontból legkevésbé lényegest, a dolgozat néhány stiláris hibáját, melyek közül bántó módon éppen a címőrlírat magyartalan megfogalmazása tűnik rögtön az olvasó szemébe. Ezen hiányosságoktól eltekintve a tanulmány eredményei önmagukban is értékesek, reméljük, hogy a szerző további kutatásai során e problémát részleteiben is megvizsgálja.

*Péczy György*

**VÍZRAJZI ÉVKÖNYV. 1955 LX. KÖTET.** Közzéteszi az Országos Vízügyi Főigazgatóság Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetének Vízirajzi Osztálya. Budapest, 1957.

A 70 éves fennállását ünneplő magyar Vízirajzi Szolgálat, amely csaknem teljesen a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet keretein belül nyert szervezetszerű elhelyezést, Évkönyveinek 60. kötetében adja közre az 1955. év *vízirajzi adatait* (I.). A bevezető *hidrológiai jellemzés* (II.) után a *felszíni és felszínalatti vizek adatainak* sokoldalú és sok megfigyelő állomás anyagára támaszkodó közlése adja a tulajdonképpeni hidrológiai részt (III—IV.). Kiemelendőnek véljük itt többek között azt, hogy 1955-ben a hazai táviratozó vízmérce-állomásokon kívül 14 csehszlovák, 12 kárpátukrajnai, 26 román, 34 jugoszláv és 3 bolgár állomás naponkénti adatait volt módjában a magyar szolgálatnak munkájá során felhasználni. Talán a meteorológusokat külön is érdekli hogy vízhőfokmérést 52, naponta táviratozó állomáson végeznek. Bár a VITUKI hidro-

meteorológiai állomáshálózatát átadták az Országos Meteorológiai Intézetnek, mégis 14 tanulmányi állomásból álló hálózatát 4 új állomással bővítették. Jelentőségükről a szarvasi ÖRKI állomás ismertetése során lapunk hasábjain már szó volt. A talajviz-kutak száma 985, a tanulmányi célokból fenntartott 1185 kúttal együtt több mint 2000. Lényegesen bővült a szolgálat programja a vízhozam, a hordalék és a feliszapolódás mérése terén, ahol a különösen exponált helyek (Balaton, Tiszalök, Hernád, Kapos, Sajó stb.) hidrológiai viszonyait és azok változásának körülményeit vizsgálták igen alaposan, sok-sok mérési adatra kiterjedve. Igen jelentős az a munka, amelyet a VITUKI laboratóriuma talaj-, hordalék- és mederanyag-minták vizsgálata terén végzett (több mint 13 000 vizsgálatot hajtottak végre).

Az V. rész az 1955. év *időjárás*i jellemzését adja, kiemelve a hidrológiai szempontból jelentős vonásokat. A csapadék- és hőmérsékleti viszonyok alakulásának ismertetése mellett a talajhőmérséklet, a napfénytartam és párolgás adatai teszik teljessé ezt a részt. Itt említjük meg, hogy az egész kötetre jellemző gazdag térképes és grafikus ábrázolási anyag különösen értékes az időjárás részben, ahol több színnyomású csapadéktérképek, a tér- és időbeli eloszlást szemléltető grafikonok, diagrammok teszik teljessé a közölt számadatokat. Kutatók számára igen előnyös ez a közlési mód, mert az összefüggésekre ezek mutatnak rá leghamarabb. Színes állomáshálózati térképek teszik áttekinthetővé és könnyen használhatóvá ennek a jubileumi Évkönyvnek az anyagát.

Mindazok, akik kénytelenek a meteorológiai megfigyelések adatközmegét különböző kutatási területeken felhasználni, igen nagy haszonnal forgathatják a Vízrajzi Évkönyveket is, mert ezekben olyan adatokat és főleg : olyan *közlési formákat* találnak, amelyek minden más hazai meteorológiai kiadványból hiányoznak.

A 70 éves jubileum alkalmából melegen üdvözljük az Évkönyvet kiadó Intézményt és Intézetet, s kívánjuk, hogy színvonalas kiadványuk fejlődjék és bővüljön tovább a tudomány és hazánk javára.

Kéri Menyhért

ČESKOSLOVENSKÁ AKADEMIE VĚD: *Studia geophysica et geodaetica*, Geofizikai, meteorológiai és klimatológiai, geodéziai folyóirat. I. évfolyam, 1. szám. Kiadja a Csehszlovák Tud. Akadémia Geofizikai Intézete. 196 + XVI (B/5) oldal. Prága, 1957.

Új színfolttal gazdagodott a geofizikai irodalom: a Csehszlovák Tudományos Akadémia kiadásában megjelent a „*Studia geophysica et geodaetica*” c. folyóirat első száma. A folyóirat — mint *Josef Ryšavý* akadémiкусnak, a Csehszlovák Nemzeti Geodéziai és Geofizikai Bizottság elnökének bevezetője kiemeli — régi kívánság születte. A kiadvány fő célja, hogy a geofizika valamennyi területét érintő jelentékenyebb eredeti dolgozatoknak publikációs teret adjon. A folyóirat tartalmi skálája nagyon széles, mint-hogy felöleli a geofizika olyan területeit is, mint a meteorológia, a tudományos hidrológia és geodézia. Valamennyi dolgot külföldi — orosz vagy egy nyugateurópai — nyelven jelenik meg, hogy az érdekelt területek tudományos munkásainak széles köre ismerhesse meg a csehszlovák kutatók elméleti és gyakorlati jellegű kutatásainak eredményeit. A tudományos eredmények közismertté tétele mellett a folyóirat arra is hivatott, hogy megerősítse és kiszélesítse a kapcsolatot és együttműködést mindazokkal a szervezetekkel, amelyek tagjai a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Szövetségnek. Nem lebecsülendő a kiadványnak az a gyakorlati haszna sem, amivel megkönnyíti a nehezen hozzáférhető külföldi tudományos irodalom valutáris nehézségektől mentes beszerzését.

A folyóiratnak évente két száma jelenik meg, összesen mintegy 400 oldalnyi terjedelemben. Szerkesztő bizottságában olyan ismerős, neves meteorológusokat találunk, mint *Stanislav Branda* (főszerkesztő), *Josef Jilek*, *Mikuláš Konček*, *Štefan Petrovič*.

A bevezetőt szerkesztőségi megemlékezés követi *Dr. Stanislav Hanzlík*ról, a Károly Egyetem neves meteorológus és klimatológus professzoráról, aki 1956 októberében hunyt el 78 éves korában. Ezt követően a folyóirat 4 geodéziai, 4 szeizmológiai és 5 meteorológiai tanulmányt tartalmaz, majd a nagyobb terjedelmű dolgozatok sorát rövid közlemények és krónika rovat zárja le.

Nem vállalkozhatunk arra, hogy a geofizika több rész-területét érintő valamennyi dolgozatról akár csak vázlatos képet is adjunk. Ehelyett csupán a meteorológiai tárgyú tanulmányok tartalmi ismertetésére és recenziójára szorítkozunk.

A meteorológiai tanulmányok sorát *Vojtěch Vitek* (a prágai Károly Egyetem Meteorológiai Intézete) tanulmánya vezeti be. Címe : „A barotrop légköri modell tanulmányozásának kérdéséhez.” A dolgozat az általános horizontális mozgásnak egy speciális esetét, a divergenciasmentes horizontális áramlás hidrodinamikai analízisét tárgyalja, tehát a barotrop modell alapfeltevéséből indul ki. Az általános horizontális áramlás analízisére

új módszert javasol, amely olyan esetekben is érvényes, amikor az abszolút őrvenylés értéke zérustól különböző. Ez a módszer akkor is alkalmazható, amikor a Coriolis paraméter zérushoz tart, tehát az Egyenlítőhöz közel fekvő körzetekben is. A dolgozat a továbbiakban az ageosztrofikus szél őrvenylését analizálja és néhány új összefüggést vezet le a nyomási és mozgási mező között, továbbá az őrvenyesség és divergencia között.

A szerző a divergencia mentes horizontális áramlás meghatározásánál az őrveny-egyenletből indul ki. Feltételezve, hogy divergencia mentes mozgás a légkörnek csak egy kiválasztott szintjén létezik, figyelembe veszi az őrvenyesség vertikális advekciónját, valamint a horizontális forgási összetevő átalakulását vertikális összetevővé. E sajátosságoktól a divergencia mentes áramlás abban különbözik, hogy az őrvenyesség már nem változatlan sajátossága a légrétegeknek. A továbbiakban meghatározza annak szükséges és elégséges feltételét, hogy az izobárfelület egybeessen a zérus divergencia szintjével, olyan feltevés mellett, ha a Coriolis paraméter állandó. Kiderül, hogy a zérus divergencia szintjén az ageosztrofikus áramlás állandó és hogy ezen a szinten a cirkuláció változatlan sajátossága a légtömegnek. A zérus divergencia-szint mozgási és nyomási mezejének jellemzésére egy új függvényt, a barotrop potenciált értelmezi.

*Stanislav Brandejs* és *Vojtěch Vítek* (a prágai Károly Egyetem Meteorológiai Intézete) „A baroklin modell prognosztikai egyenletei állandó irányú termikus szél mellett” c. tanulmánya általános egyenleteket állít fel olyan baroklin modellre, amelyet állandó irányú termikus szél jellemez. Az első egyenlet az őrveny-egyenlet integrálásának eredménye, míg a második a vizsgált légréteg alsó és felső határára vonatkozó őrveny-egyenletek különbségéből nyerhető. A harmadik egyenlet a *Sutcliffe-Forsdyke* által levezetett relatív topográfia tendencia egyenlete. Ezekből az általános összefüggésekből geosztrofikus közelítés segítségével adódnak a *Sawyer-Bushby*-féle prognosztikai egyenletek és az *Eliassen* által levezetett advektív modell egyenletei.

A dolgozat a *Sawyer-Bushby* modell két variánsát állítja elő. Az első a geosztrofikus közelítés helyett a pontosabb ageosztrofikus közelítést vezeti be. Ebben az esetben a szélvektor két képzeletbeli vektor összegéből áll; ezek közül az első az áramfüggvény mezeje, a második a divergencia potenciál-mezeje határozza meg. A divergencia elmélet alapján a szerző további prognosztikai összefüggéseket vezet le abból a célból, hogy az ageosztrofikus variáns egyenletei zárt rendszert alkossanak.

A *Sawyer-Bushby* modell másik variánsánál a szerző meghagyja a geosztrofikus közelítést, azonban olyan feltételt mellett, hogy a vertikális sebesség dinamikus és topografikus komponensek összege. Minthogy ez a feltétel megnöveli az ismeretlen mennyiségek számát, ezért szükséges volt, hogy a divergencia elméletből a szerző további prognosztikai egyenleteket vezessen le és megadja a vizsgált egyenletrendszer megoldását.

Különös figyelmet érdemel *Gtakar Zikmunda* (a Károly Egyetem Meteorológiai Intézete) tanulmánya: „Az 1000 mb-os abszolút topográfia előrejelzése grafikus módszerrel”. A különböző izobárfelületek objektív prognosztikai módszerei közül különös figyelmet érdemel az 1000 mb-os felület előrejelzése, minthogy ez a talajközeli bárikus képpel azonosítható. A szerző az őrveny-egyenletből indul ki és a talajközeli feltételeket figyelembe véve az egyenlet két tagra redukálódik: egy advektív és egy divergens tényezőre. A relatív őrvenyesség lokális változásának advektív összetevője könnyen és pontosan meghatározható, ellenben a divergens tag kiszámítása már sokkal bonyolultabb. Feltételezve, hogy a divergencia és a szélváltozás a nyomás lineáris függvénye, a talajközeli divergenciára a szerző új kifejezést állít elő, majd ennek folyamánaként a divergens tag kifejezését advektív taggal helyettesíti. Végeredményben az 1000 mb-os szinten az őrvenyesség időbeli változását egyrészt az ezen a felületen észlelt őrvenyesség advekciónja, másrészt az 1000 és 500 mb-os felületek őrvenyességének a termikus széllal vett advekciónja határozza meg. A termikus advekción hatását a zérus divergencia szint helyzete és egy skaláris függvény határozza meg. Zérus divergencia szintnek a szerző a 600 mb-os felületet tekinti, bár ennek magassága függ a nyomási képződmény fejlettségi fokától. Az őrvenyesség kiszámításánál geosztrofikus közelítést alkalmaz. A továbbiakban az őrveny-egyenlet egyes tagjait *Fjortoft* módszerrel átalakítja, majd ismerteti az egyes tényezők kiszámításának fázisait.

Külön érdeme a tanulmánynak, hogy a szerző az ismertetett módszerrel négy szintotikus helyzetben kísérletet meg az 1000 mb-os felület előrejelzését. A valóságos és előrejelzett geopotenciálok eltérését jellemző közepes korrelációs együttható értéke 0,61, ami kielégítőnek mondható, minthogy az időjárási helyzet a vizsgált esetekben igen bonyolult volt. A hibák egyrészt abból adódtak, hogy az előrejelzett és valóságos nyomási centrumok egymáshoz képest eltolódtak. Kevésbé jelentékeny hibaforrásnak bizonyult az izallobárius centrumok intenzitásánál nyert különbség. Az izallobárius

középpontok helyzetéből és intenzitásából származó hibák valószínűleg a zérus divergencia szint térbeli és időbeli állandóságának feltételéből származnak. A szerző felhívja a figyelmet arra, hogy az örvény-egyenlet alkalmazása során a divergens tag nem hanyagolható el, mert egyes esetekben hatása meghaladhatja még az advektív komponens értékét is.

Tanulmánya végén a szerző az 1000 és 500 mb-os felületre kiszámított relatív divergencia területi eloszlását összehasonlítja a csapadékhullás területeivel. Mint várható volt, a megegyezés nem túlságosan jó. Ennek okát a szerző két okkal magyarázza: az egyik az, hogy a bárikus mező előrejelzése még nem eléggé pontos, a másik az a feltételezés, hogy a csapadék kizárólag a függőleges mozgás következménye.

A nagyobb terjedelmű tanulmányok sorát követően *Jiří Förichtgott* (Hidrometeorológiai Intézet) cikke a hegyek mögött fellépő periodikus hullámok topográfiai és meteorológiai feltételeit vizsgálja, míg *Ladislav Křivský* (Asztronómiai Intézet) a Prága-Klemen-tinumtan mért 153 éves csapadékmérés adatsorának homogenizálási kérdéseivel foglalkozik.

Már a felsorolt vázlatos áttekintésből is meggyőződhetünk arról, hogy a csehszlovák meteorológusok lépést tartanak a dinamikus és szinoptikus meteorológiának az utóbbi évek alatt bekövetkezett hatalmas fejlődésével és ezen a korszerű kutatási területen végzett munkájuk értékes eredményekkel gazdagítja eddigi ismereteinket.

Meg kell még emlékeznünk az egyes tanulmányokhoz tartozó képmelléletekről. Ezek között külön dicséret illeti a *Förichtgott* cikkéhez tartozó felhőképeket, amelyek bármelyik felhőatlasznak díszére válnának. Ha ezekhez hozzávesszük a kiadvány gondosan elkészített ábráit és fejlett tipográfiáját, akkor minden túlzástól mentesen állíthatjuk, hogy a „*Studia geophysica et geodaetica*” nagy nyeresége a nemzetközi geofizikai irodalomnak.

*Bodolai István*

AZ ÚJ SZOVJET FELHŐATLASZ: Атлас облаков. Гидрометеорологическое Издательство, Leningrád, 1957. 66 (B/5) oldal magyarázó szöveg, 5 szöveg közötti ábrával és 73 (B/4) oldal 131 felhőképpel.

A Szovjetunió Hidrometeorológiai Főigazgatósága új felhőatlaszt bocsátott ki, amelynek előkészítő munkálatait a Központi Aerológiai Obszervatórium végezte el. A magyarázatokat tartalmazó 66 oldalas füzet a bevezetésen kívül négy fejezetre tagozódik. Az I. fejezet a felhők osztályozását tárgyalja. Ebben a már ismert felosztás mellett kiemeli a felhőknek a kihulló csapadék szerinti megkülönböztetését. Utal arra, hogy az észlelő a kihulló csapadékot szorosan kapcsolhatja a felhőalakokhoz. Így a zápor-szerű esőt a zivatarfelhőhöz (Cb), a tartós esőt az esőfelhőhöz (Ns), ill. a középmagas szintű réteges felhőhöz (As), és végül a szitálást a rétegfelhőhöz (St). A II. fejezetben sorra veszi a nemzetközi felhőatlasz felosztása szerint a felhőalakokat és ezek összes változatait. Az egyes alakok leírását a következő pontok szerint csoportosítja: külső alak, alapjának magassága, a réteg vastagsága, mikrofizikai felépítettsége, optikai tünetnyek és átlátszóság, csapadék. Ezek legtöbbje, ha nem is alcímek szerint felsorolva, szerepel a nemzetközi felhőatlaszban is, újdonság azonban a mikrofizikai felépítettség és a felhőből kihulló csapadék kiemelése. Ezeket az adatokat, amint arról a Közp. Aerológiai Obszervatóriumtan értesültem, öt éves kutatási anyag alapján állították össze. Ez alatt az idő alatt több mint 500 000 felhőfizikai észlelést végeztek. Az Obszervatóriumtan külön osztály foglalkozik a felhők mikrostruktúrájával, ill. a felhőkből kihulló csapadékalakokkal.

A III. fejezetben a felhőalakok összefüggéseit tárgyalják, vagyis az egyes frontokhoz tartozó felhőrendszereket, a stabilis, ill. labilis légtömegek felhőit, majd pedig a felhőalakok fejlődését. Új csoportosítást jelent a felhőknek mint az időjárási helyzet helyi jeleinek bemutatása. Ennek alapját az a megfigyelés képezi, hogy egyes felhőalakok csak frontok mentén fordulnak elő, míg más alakok gyakrabban találhatók egységes légtömeg belsejében. A IV. fejezet a helyi felhőalakokkal foglalkozik. Ide a következők tartoznak: a hegyvidékek, a sarkvidékek és a tengerek fölötti felhők. Az ismertető füzetet két hasznos függelék zárja le. Az egyik megadja a felhőfajták latin elnevezéseinek cirill-betűs átírását, valamint orosz nevét, a másik pedig táblázatos áttekintést ad a felhőfajtákról.

Maga a felhőatlasz több mint 130 képet tartalmaz. Ezek között 40 kétszín nyomásos (kék és fekete). A képek ugyanolyan sorrendben mutatják be az egyes felhőalakokat, mint amelyben a magyarázó szöveg tárgyalja, kezdve a magasszintű felhőktől a vertikális felépítettségű felhőkig. Külön csoportban, 17 képen az egyes felhőalakokat felülről

láthatjuk. Az utolsó 34 táblán a helyi felhők következnek. Külön érdekessége az atlasznak, hogy 1 kép kivételével szovjet kutatók felvételeit közli. Az egyedül álló kivétel a japán Cucsida tornádó fényképe. A felhőatlasz bővelkedik szép képekben, amelyek az esztétikai szépség mellett tényleges típusokat mutatnak be. Ki kell emelnünk a helyi felhőtípusok között szereplő tengeri ködöket és a völgyekből feltörő felhőket. Említésre méltó, hogy a repülőgépek okozta ún. kondenz-esík is bevonult a felhőalakok közé. Ez a kiadvány újabb bizonyítéka a Szovjetunióban végzett komoly tudományos munkának. Örvendetes, hogy a kiadó méltó keretet biztosított neki.

Ozorai Zoltán

BEST, A. C.: *Physics in Meteorology (Fizika a meteorológiában)*. Sir Isaac Pitman & Sons Ltd. kiadása, London, 1957. 160 (B/6) oldal, 26 ábra, 13 táblázat.

Bő téma — kis terjedelem. Ez az ellentét áll minden szerző előtt, amikor egy nagy területet felölelő tudományágról néhány oldalon kell áttekinthető képet nyújtani. Két út választható ekkor; vagy összesűrítve, részletezés nélkül körvonalazni a témát, vagy pedig csak válogatott fejezetekkel foglalkozni, de részletesebben.

Ezen utóbbi utat választotta A. C. Best is könyve megírásakor. Noha nem tudott a meteorológia minden ágával foglalkozni, s jöllehet minden fejezet önálló, zárt egységet képez, mégis azt mondhatjuk a mű elolvasása után, hogy összefüggő, és viszonylag teljes képet kaptunk a modern légköri fizika alapvető kérdéseiről.

A könyv a Pitman kiadónál megjelent alkalmazott fizika-sorozat egyik kötete. Nem kíván túl tartalmaz — a felhők, csapadék és köd mikrofizikájával foglalkozik. Saját kutatásai alapján táblázatokat közöl a cseppnövekedést illetően.

Az első fejezet a meteorológiában használatos legfontosabb műszerekkel foglalkozik. Rövid leírást ad a talajközeli és magaslégkörkutató műszerekről. Részletesebben a felhőfizika műszereit ismerteti.

A II. fejezet — amely egyúttal a szerző érdeklődési köre is, és ezért behatóbb vizsgálatokat is tartalmaz — a felhők, csapadék és köd mikrofizikájával foglalkozik. Saját kutatásai alapján táblázatokat közöl a cseppnövekedést illetően.

A sugárzás alapvető törvényeivel, a légkörnek a napsugárzása gyakorolt hatásával — külön a troposzférában, külön a sztratoszférában — a III. fejezet foglalkozik.

A IV. fejezetben a légköri elektromosság legalapvetőbb kérdéseire igyekszik feleletet adni. Megvizsgálja az ionkeletkezés és ionterjedés feltételeit, valamint a nyugodt és háborgó (zivataros) légállapot idején a légköri elektromosság tér- és időbeli változásait. Több elképzelést közöl a töltések Cb-okban történő szétválasztódásáról.

Az V. fejezet a nagy és kis kiterjedésű rendszerek szélviszonyainak vizsgálata után a szelet meghatározó fizikai tényezőket veszi számba.

A VI. fejezet a légköri optikáról és akusztikáról ad képet. Részletes matematikai magyarázatát adja a fénysugarak talajközeli elhajlásának különböző hőmérsékleti rétegezethez esetén, majd pedig a szivárvány kialakulásának feltételeit tanulmányozza.

A rádiómeteorológiáról szóló VII. fejezetben különösen az ultrarövid hullámok terjedése, valamint a légköri nedvesség és stabilitási viszonyok közötti kapcsolatról olvashatunk.

Igen érdekes a könyv utolsó fejezete, amelyben a szerző az időjárás befolyásolhatóságának lehetőségeiről ír. Példával bizonyítja, hogy egy atombomba robbanása — légköri méretekben — viszonylag milyen kis mechanikai munkavégzéssel egyenértékű. (A légkör teljes kinetikai energiakészlete 3 millió atombomba energiájának felel meg.) Befejezésül körvonalazza a mesterséges esőkeltés korszerű eljárásait, és azok korlátait.

A könyv kiállítása tetszetős, nyelvezete világos, egyszerű. Meteorológusok számára élvezetes mű, a határtudományok művelői pedig különösképpen jó áttekintést kaphatnak a meteorológia fizikai problémáiról.

Ambrózy Pál

## A Magyar Meteorológiai Társaság 1957. évi siófoki vándorgyűlése

A Magyar Meteorológiai Társaság működésének immár egyik hagyományossá váló megnyilvánulása az évente megrendezésre kerülő vándorgyűlés, amely ebben az évben a tavalyi közgyűlésen elfogadott terv szerint a Balatonnal kapcsolatos meteorológiai problémák jegyében folyt le és szeptember 6–8 között Siófokon ülésezett.

A vándorgyűlést szeptember 6-án 15 órakor nyitotta meg *Aujeszky László*, a Magyar Meteorológiai Társaság ügyvezető alelnöke a siófoki Bányász Üdülő dísztermében. Megnyitó beszédében kifejtette, hogy a vándorgyűlés helyének és témájának megválasztásában két szempont vezette a Társaság elnökségét. Az egyik az, hogy a Balaton éghajlati adottságainak kutatása kiemelkedő feladat nemcsak tudományos szempontból, hanem a Balaton-vidék gazdasági fejlődése szempontjából is. A másik pedig az, hogy Siófokon fölépült a Meteorológiai Intézet balatoni Observatóriuma és jelen vándorgyűléssel kapcsolattalan a Társaság módot kíván nyújtani tagjainak, hogy ezt a korszerű intézményt megtekinthessék.

A vándorgyűlés első előadását *Páler János* MÁV főorvos tartotta „A Balaton bioklimatológiája” címmel. A nagy érdeklődéssel kísért előadás számos a Balatonnal kapcsolatos orvosmeteorológiai és bioklimatológiai problémát vetett föl. Előadásában rámutatott a Balatonnak mint természeti győgytényezőnek nagy nemzetgazdasági jelentőségére, s kifejtette, hogy e győgytényezőnek az üdültetésekben elfoglalt fontos szerepe miatt tisztában kell lennünk a Balaton környezetében ható időjárási tényezőkkel, amelyek az emberi szervezetre bioaktív hatást fejtenek ki, ismernünk kell azok komplex hatását, továbbá ismernünk kell azt, hogy mi módon reagál az emberi szervezet ezekre a behatásokra. Ezután részletesebben foglalkozott a napsugárzás problémájával, s hangsúlyozta, hogy a balatoni üdültetés legfontosabb kérdése a Nap sugárzó energiájának ismerete, annak esszerű felhasználása. Több mérési sorozat

alapján ismertette az ibolyántúli sugárzás intenzitásának napi menetét, valamint az össz-sugárzás intenzitásának napi járását. Továbbiakban az előadó a lehülési érték vizsgálatával foglalkozott rámutatva arra, hogy ez az érték a levegő hőmérsékletének, nedvességének és áramlási sebességének komplex hatását jelzi, s a sugárzási értékkel összevetve, bioklimatológiai jellemzésekre alkalmas. Kifejtette annak szükségességét, hogy a Balaton mellett részletesebb bioklimatológiai észlelésekre lenne szükség, ezenkívül orvosi vonalon adatokat kellene gyűjteni arra vonatkozóan, hogy a különböző embertípusok miként reagálnak a Balaton menti ún. ingerklíma hatásaira. Csakis ilyen vizsgálati eredmények birtokában lehet arról szó, hogy megvalósíthatjuk az irányított üdülést, vagyis biztosítuk azt, hogy a Balaton mellé csak olyanok menjenek üdülni, akik számára az ottani tartózkodás valóban az egészség megóvását, a munkakerő regenerálását szolgálja.

Az előadást követő vita során *Kérdő István* kifejtette az albedó mérések nagy fontosságát, továbbá annak szükségességét, hogy a Balaton környezetében széleskörű ultraibolya sugárzásmérések induljanak meg. Célszerűnek tartja egy ultraibolya sugárzásjelentő szolgálat kifejlesztését, amely az üdülőhelyeken időben tájékoztatná a napozókat egy-egy adott napon a megfelelő napozási időtartam megválasztásáról. Ugyancsak nagy fontosságot tulajdonít a lehülési érték ismeretének, s hasznosnak tartaná, hogy addig amíg sorozatos mérési adatokkal nem rendelkezünk, a lehülési értékeket számítás útján állítsák elő. Így meg volna a lehetőség arra, hogy egy-egy gyógyhely lehülési viszonyairól hozzávetőleges tájékozódást szerezzünk. Végül rámutatott az irányított üdülés nagy fontosságára, mert csak így lehet biztosítani azt, hogy a Balaton aktív győgyító klímáját helyes módon alkalmazzák. *Takács Lajos* felszólalásában az albedó mérések szükségességét hangsúlyozta, s miután hazai konkrét mérések ezen a téren még tájékoztató

jelleggel sem történtek, bejelentette, hogy a következő nap folyamán a balatonkutató hajó bemutató útja alkalmával az utazás tartama alatt munkatársaival folyamatos albedó méréseket fog végezni a lörinci obszervatóriumban használatos mérőberendezéssel. *Béll Béla* a Balaton környezetében végzendő sugárzásmérésekkel kapcsolatban mint megoldandó problémát fölveti annak szükségességét, hogy megállapítsuk, milyen sugárzási különbségek lépnek föl a Balaton belső térsége, a partmenti sáv és a strandolási használt szárazföldi parti terület között. Hasonlóképp meg kell vizsgálni, van-e különbség a Balaton északi és déli partvidékének sugárzásában. E munkálatokat csak akkor lehet elvégezni, ha a Balatoni Intézőbizottság az eddiginél nagyobb mértékben megszervezné a balatoni sugárzásméréseket. *Bözsöny Dénes* statisztikai adataival bizonyítva a Balaton mellett üdülők létszámának hatalmas arányú megnövekedését, szintén kifejti a sugárzásmérések megszervezésének és kibővítésének fontosságát. Biztosította a Vándorgyűlést, hogy a Balatoni Intézőbizottság a jövőben felkarolja ezt a kérdést, és a Tervhivatalnak beadandó programjában kérni fogja az ehhez szükséges hitelfedezet biztosítását.

Másnap, szeptember 7-én délelőtt 9 órakor „A Balaton és a magyar éghajlat kutatás kérdései” címmel *Kakas József*, az Orsz. Meteorológiai Intézet éghajlati osztályának vezetője tartott előadást. Az összefoglaló jellegű előadás fölvetette mindazon problémákat, amelyekkel az éghajlatkutató szemközt találja magát, ha a Balatonnal mint klimatológiai tényezővel óhajt foglalkozni. Kifejtette, hogy megnyugtató módon még máig sem sikerült a vitát lezárni akörül: van-e egyáltalán különleges balatoni időjárás, van-e egyáltalán balatoni éghajlat? Van-e a Balaton légtérének önálló időjárás rendszere? Az előadó hangsúlyozta, hogy a balatoni táj éghajlatának egyéni vonásait a Balaton víz- és partfelszíne és a légkör között végbemenő energiacsereének, a hó és víz-háztartás bevételeinek és kiadásának egyéni vonásaiban kell keresnünk. Ebből következik, hogy a balatoni táj éghajlatának kutatása előtt a feladatoknak szinte beláthatatlanul hosszú sora áll. Továbbiakban rámutatott arra, hogy a Balaton térségének éghajlati vizsgálatához mind a mai napig csupán a partmenti zónából vannak adataink, onnan is csak kevés számban. Nem csoda ha ennek az anyagnak a segítségével az általánosan használatos klimatográfiai módszerekkel nem sikerült döntő bizonyítékot szerezni a Balaton éghajlati hatásait illetően, ellen-

kezőleg azt kell megállapítanunk, hogy a környező tájak hatnak a Balatonra. Nagy segítséget jelent majd a Balaton éghajlatának tanulmányozásánál a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetnek ezen a napon fölvatandó hidrológiai kutató hajója. E speciális kutatóhajó segítségével lehetővé válik, hogy végre *ne csak a partonalon vizsgálódjunk* s innét extrapoláljuk a Balaton vízfelülete fölötti légtér cirkulációs, napsugárzási, hőmérsékleti, nedvességi viszonyait. Fontos szerepet fog betölteni a Balaton éghajlatának kutatásában az új síófoki obszervatórium is, amely mintegy bázisa leendő meginduló nagyarányú adatgyűjtő munkának. Remélhető, hogy mai adottságaink mellett nem sokára elérkeünk odáig, hogy az előadás bevezetőjében fölített kérdésekre megnyugtató választ adhassunk.

A sok problémát fölőelő élvezetes előadás aktuális voltát bizonyította az a számos felszólalás, amelyre az előadást követő vitában sor került. *Wagner Richard* kifejtette, hogy a Balaton éghajlati hatását a jelenlegi módszerekkel nem igen lehet kimutatni, föltétlenül szükségesnek tartja, hogy a tőfelszín fölötti különböző metszetek mentén végezzenek részletes méréseket. Hangsúlyozta a komplex hatások kutatását, amely az üdülterések miatt nagy fontosságú. *Lászlóffy Voldemár* két fontos hidrológiai problémát említett föl, amelyeknek a Balaton térségében döntő a fontosságuk: a szélviszonyok tanulmányozását és a párolgásmérések megoldását. Miután ez utóbbit vízháztartási egyenlettel tudjuk meghatározni, ezért szükség van arra, hogy az egész Balaton térsége fölött ismerjük az egyenletben szereplő meteorológiai tényezők eloszlását. *Salamin Pál* a vízháztartásmérések problémájához kapcsolódva kiemelte a sugárzásmérések fontosságát, továbbá az eddigi kutatásoknál használt földolgozási módszerekkel kapcsolatban tett néhány észrevételt. *Pécsi Márton* a Balaton tudományos föltárása terén végzett századeleji munka folytatását javasolta. *Berényi Dénes* fölszólalása előtt javaslattal fordult a Vándorgyűlés felé. Tekintve, hogy Debrecenben az Egyetemi Meteorológiai Intézet a jövő esztendőben elérkezik működésének 30 éves jubileumához, mint az Intézet vezetője megtiszteltetésnek venné, ha a Magyar Meteorológiai Társaság 1958-ban megtartandó vándorgyűlését Debrecenben rendeznék meg, ahol kellő számú érdeklődő biztosítaná a vándorgyűlés munkájának sikerét. Ezért reményét fejezte ki az iránt, hogy a Társaság javaslatát magává teszi. Az előadashoz kapcsolódva újból hangsúlyozta, hogy

azokkal a módszerekkel, amelyekkel ez ideig vizsgálták a Balaton éghajlati hatását, meggyőző eredményt nem lehetett elérni. *Bacsó Nándor* javasolta, hogy a jövőben a Balaton éghajlati hatásának kutatásánál az energia és hőháztartási vizsgálatok kerüljenek előtérbe. *Kéri Menyhért* kiemelte az állomáshálózat bővítésének szükségességét, mert a jelenlegi hálózat sűrűsége még nem tekinthető elegendőnek a Balaton részletesebb éghajlati kutatásához. *Hajósy Ferenc* rámutatott a Balaton déli partvidékének viszonylagos csapadékszegénységére, ez azonban nem a Balaton hatása, hanem a Bakonynak az uralkodó északias szelek mögött létrejövő szél- és esőárnyéka. *Donászy Ernő* a tóvíz sókoncentráció változásainak és a halak ivási idejének időjárási vonatkozásait fejtegette. *Bözsöny Dénes* ismételtén rámutatott a balatoni éghajlatkutatás gyakorlati fontosságára, amit az évről-évre gyarapodó üdülők létszáma indokol. *Fekete Zoltán* a Balaton mellett jelentkező parti széllel kapcsolatban vetett fel néhány kérdést.

Délután 4 órakor került sor a siófoki kikötőben a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet „Balaton” nevű kutatóhajójának ünnepélyes fölvatására. A fölvatási ünnepélyt *Ihrig Dénes*, a Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet igazgatója nyitotta meg, majd *Dési Frigyes* az Országos Meteorológiai Intézet igazgatója és *Fazekas Károly* a Vizgazdál-

kodási Tudományos Kutatóintézet munkatársa tartottak rövid ismertető előadást, amelyben a meteorológus és hidrológus szemszögéből méltatták a kutatóhajó jelentőségét.

Az ünnepély után a résztvevők megtekintették a modern, minden tudományos követelménynek eleget tevő kutatóhajót, majd tanulmányi hajókirándulást tettek Balatonfüredre. Útközben alkalom nyílt a hajón levő műszerek működésének tanulmányozására, valamint az albedó mérések megcseleltésére.

Szeptember 8-án de. 10 órakor került sor *Zách Alfréd*nak az Országos Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettesének „Balatoni viharjelentés” című előadására. Előadásában ismertette a baltoni viharjelző szolgálat fontosságát és megalakulásának történetét. Jelenleg évente mintegy 800 ezer üdülő és hétvégi kiránduló keresi föl a Balatont és évente 100–150 szerencsétlenül járt fürdőzőt mentenek ki a vízből. Már ez is teljes mértékben indokolja a viharjelző szolgálat fontos szerepét. Sajnos a halálos balesetek száma még mindig nagy, évente mintegy 15–20 ember leli halálát a vihar által felkorbácsolt hullámokban. Ez a szám parancsolóan előírja a viharjelző szolgálat fenntartását és további fejlesztését. Továbbiakban az előadó vázolta a viharjelző szolgálat megalakulásának történetét. Az első balatoni viharjelző szolgálat 1930-ban alakult meg, azonban a kielégítő végleges megoldás



A Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet Balaton-kutatóhajója a fölvatáskor a siófoki kikötőben

még sokáig váratott magára, s az első szélesebbkörű veszélyjelző állomáshálózat 1934-ben kezdett el működni. Ez a szolgálat a háború éveiben megszűnt, s csak 1951-ben indult meg újból az Országos Meteorológiai Intézet kezdeményezésére. Jelenleg a síófoki obszervatórium a központja ennek a nagy fontosságú szolgálatnak. A balatoni szélviharokat az esetek 75%-ában északnyugatról előretörő hideg levegő okozza. Ezzel szemben a déli viharok nagyon ritkák, mindössze 2–3% a valószínűségük. Ezeknek a kérdéseknek a szinoptikus kutatása fontos feladat annak érdekében, hogy a viharjelző szolgálat munkája kifogástalan legyen. A viharjelző szolgálat csak részleges szinoptikus kutatómunka eredményeire építhet érheti el célját, azt, hogy a hirtelen támadó balatoni viharokat időben pontosan előre jelezheszük, és így megóvjuk a fürdőzőket, vitorlázókat a halálos balesetektől.

Az élvezetes előadás után a vándorgyűlés résztvevői megtekintették a síófoki Obszervatóriumot, majd a pompás nyáriasan szép időt kihasználva a strandolásra vágyóknak alkalmuk volt, hogy a fürdés és napozás örömeiből is kivegyék a részüket.

A vándorgyűlés befejeztével megállapíthatjuk, hogy hasznos munkát végzett; az előadásokon fölmerülő számos probléma bizonyította, hogy a kitűzött témák a legszélesebb érdeklődésre tartanak számot mind a tudományos, mind pedig a gyakorlati élet szempontjából. Különösen nagy várakozással tekintenek a meteorológusok a fölavatott balatoni kutatóhajó munkássága elé, mely további gyümölcsöző együttműködést teremt majd a hidrológusok és meteorológusok között, s ez az együttműködés hozzájárul majd a Balatonnal kapcsolatos, ma még tisztázatlan meteorológiai problémák megoldásához.

A Vándorgyűlés megszervezésével járó munkáktól önzetlen segítséget nyújtott a Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, a Balatoni Intézőbizottság és a Bányász Szakszervezet. A legteljesebb elismerés illeti a rendezőbizottságot — élén *Szilágyi Tibornal*, a Magyar Meteorológiai Társaság titkárával — azért a nagy körültekintést igénylő munkáért, amellyel hozzájárultak a Vándorgyűlés munkájának sikeréhez. (Pécze Gy.)

★

**30 ÉVES A TIHANYI BIOLÓGIAI INTÉZET.** Ezt az évfordulót szeptember 14-én Tihanyban, a jubiláló intézmény épületében ünnepelték a magyar biológusok és a társtudományok kutatói. *Wojnárovich*

*Elek* igazgató megnyitója után *Törő Imre*, Kossuth-díjas akadémikus, a Magyar Tudományos Akadémia nevében üdvözölte az ünneplő Intézetet, rámutatva a biológiai kutatás legismertebb eredményeire és a kutatás további lehetőségeire. A társintézmények küldöttei üdvözölték a Biológiai Intézetet, majd *Sebestyén Olga*, a biológiai tud. doktora tartott, az Intézet létrejöttének körülményeit, munkájának szakaszait, s ennek során az elért eredményeket, felmerült problémákat ismertető magasszínvonalú, nagy figyelemmel kísért előadást. Helyet kapott ebben a meteorológiai sugázmérés is, amelyet a Balaton vonatkozásában először itt kutattak, rendszeres mérésekre alapozva. A jövő lehetőségeit is úgy vázolta fel, hogy abból örömmel olvashatjuk ki: a biometeorológiai problémák megoldásában testvéri segítségre, kutató helyre és szakmai támogatásra számíthatunk a Tihanyi Hidrobiológiai Intézetben (ezen a megváltozott néven fog dolgozni ezután ez a kutató intézet). Ünnepi ebéd zárta le a délelőtti programot. Délután intézetnézés és az Intézet Baráti Körének megalakulása és az azt követő kötetlen, csoportos beszélgetés tették emlékezetessé a résztvevők számára ezt a jelentős évfordulót.

A komoly, tudományos tartalmat sem nélkülöző jubileumi ünnepséget szept. 13-án az első Tihanyi Hidrobiológus Nap előzte meg, amely a résztvevők számára megadta azt a lehetőséget, hogy a jól végzett munka érzésével üljenek le a másnapi ünnepségre. A program, amelyen a hazai hidrobiológiai kutatómunka minden előtérben álló kérdése helyet kapott, a jelenlevőket igen nagy számban rábírta arra, hogy az elhangzott előadásokat követő vitának aktív résztvevői legyenek. Öt előadás (a tihanyi hidrobiológus nap, ill. napok megszületése, céljai és a jövő perspektívái tárgyról *Entz Béla*, a Tiszakutatás kérdéséről *Kolozsváry Gábor*, a rizsföldek biocönózisáról *Kol Erzsébet*, a Bükk patakjainak állatvilágáról *Lukács Dezső*, szikes vizeink tipizálásának kérdéseiről *T. Dviahly Zsuzsa*) 32 hozzászólást váltott ki. A hozzászólások és természetesen elsősorban maguk az előadások számos ponttan meteorológiai problémákat érintettek, amelyek többségükben a hazai kutatástan még csak a kezdet-kezdetén álló hidroklíma-kutatások körébe tartoznak. Annyi azonban máris megállapítható, hogy igen sok kérdésre már most feleletet lehet kapni az általános éghajlati kutatás és a most megindult szinoptikus-klimatológiai munka segítségével. (K. M.)

★

**JUGOSZLÁV METEOROLÓGUS MAGYARORSZÁGON.** Október 7-én tíznapos látogatásra Magyarországra érkezett *Katerina Miloszávljevics*, a szerb hidrometeorológiai szolgálat belgrádi meteorológiai obszervatóriumának vezetője. Utazásának célja annak a klíma-anyagának az átvétele volt, amelyet az első világháború végéig és a második világháború idején a magyar meteorológiai szolgálat keretében gyűjtöttek össze a jugoszláv területen levő meteorológiai állomásokon. Itt tartózkodása során *Katerina Miloszávljevics* tanulmányozta az Orsz. Meteorológiai Intézet egyes osztályainak munkáját, s meglátogatta a lőrinci aerológiai, a martonvásári agrometeorológiai, Siófokon pedig a talatoni meteorológiai obszervatóriumot. E látogatásokkal párhuzamosan ismételt alkalom nyílt arra, hogy a jugoszláv és magyar meteorológiai szolgálat tapasztalatait megbeszélje a magyar szakemberekkel. Ezek a megbeszélések különösen az agrometeorológiai és klimatológiai adatgyűjtésre, a klíma-atlásokkal kapcsolatos problémákra terjeszkedtek ki, és mindvégig a legteljesebb baráti légkörben folytak. Ez a látogatás is hozzájárul ahhoz, hogy a jugoszláv és magyar meteorológiai szolgálat kapcsolatai szorosabbakká váljanak. (B. B.)

★

**BOLGÁR IONOSZFÉRAKUTATÓ A LŐRINCI OBSZERVÁTORIUMBAN.** *Dimitar Trpesev Szamardzsiev* fizikus, a bolgár Tudományos Akadémia Fizikai Intézetének tagja háromhetes tanulmányúton járt hazánktól. Bulgáriában Geofizikai Intézet épül és alakul, ennek keretében ionoszférvizsgálatokat is kívánunk végezni. *Szamardzsiev* utazásának főcélja volt tapasztalatok szerzése ionoszférvizsgáló állomás felállítása, működtetése terén, és megismerni azokat a feltételeket, melyek lehetővé teszik ilyen irányú tudományos munkátlan a nemzetközi együttműködést.

Az első két héten az Orsz. Meteorológiai Intézet Marcell György-Obszervatóriumában a lélegektromos osztályon működő ionoszféraállomás készülékeit és működését tanulmányozta, megismerte az adatok kiértékelési és feldolgozási módszereit és azokat a lehetőségeket, melyek az ionoszférakutatást a geofizikával, meteorológiával és a napfizikával összekapcsolják.

A harmadik héten néhány látogatás keretében megismerkedett a Geofizikai Intézet tibanyi obszervatóriumátlan folyó földmágneses mérésekkel, a Központi Fizikai Kutató Intézet több osztályának munkájával, megtekintette az épülő reak-

tort és kisebb kirándulásokon megtekintette hazánk nevezetesebb történelmi emlékeit.

Reméljük, hogy *Szamardzsiev* kartársunk ismeretekben és élményekben gazdagon tért vissza Bulgáriától és hamarosan felállítja a bulgár ionoszférvizsgáló állomást. (F. E.)

★

**BIOMETEOROLÓGIAI OSZTÁLY AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZETBEN.** Az agrometeorológiai kérdésekkel egyidőben jelentkeztek a meteorológia különböző munkaterületein a biometeorológiai tárgyú problémák is. Ez az egyidőben való jelentkezés természetesen nem véletlen. Az agrometeorológia ugyanis, a biometeorológia egyik ágaként, az *élek világának* és az *atmoszférának* viszonyát, viszonyukban mutatkozó törvényszerűségeket, s ezek nyomán a gyakorlati életben lehetséges alkalmazási területeket kutatja. Ennek ellenére az alkalmazott meteorológiának a két ága közül az agrometeorológia azért előzte meg a biometeorológiát, mert egyrészt közvetlen gyakorlati és tudományos jelentősége nagyobb az ember életkörülményeinek megjavítása, további lényeges fejlesztése terén, másrészt a kutatásával foglalkozó meteorológiai intézeti egység létrehozatala sürgősebb és személyi, valamint dologi vonatkozásai miatt könnyebben megvalósítható volt. Mindez azonban a legtöbb államtan csak elodázhatta a biometeorológiai kutatás szervezészerű feltételeinek biztosítását, de semmiképp sem engedte meg, hogy arról végképp letegyen pl. a magyar meteorológiai szolgálat is.

Annak a tervszerű, minden tekintetben a kor színvonalán álló fejlesztésnek, amely az Országos Meteorológiai Intézetben az elméleti kutatás számára minden ágazatban (aerológiai, szinoptikus, klimatológiai, agrometeorológiai) egy-egy kutató osztályt, vagy legalább csoportot hívott létre, egyik igen fontos állomása az Intézet igazgatóságának 1957. október 1-i döntése, mely szerint 1958. január 1-én megkezdni munkáját a *Biometeorológiai Osztály*. Induló létszáma 6 fő lesz, mindannyian okleveles meteorológusok; feladatköre felöleli a biometeorológia minden ágát (antropo-, zoo- és fitometeorológia), de ezek közül fokozatosan kiemeli majd azokat a szűkebb kutatási területeket, amelyek a kutatás metodikája, a hazai viszonyok sajátosságai, vagy éppen a gyakorlati felhasználás lehetőségei tekintetében nem haladják meg az ilyen irányú kutatásra Magyarországon fordítható maximális anyagi és személyi kerete-

ket. Ez a korlátozás eleve kötelességévé teszi az osztály leendő irányítóinak, hogy minden biológiai kutatással foglalkozó hazai intézménnyel a legszorosabban együttműködjenek, vagy erre az együttműködésre törekedjenek.

Ennek az együttműködésnek bázisai lehetnek — az Intézet Agrometeorológiai osztályán kívül — a budapesti, martonvásári, siófoki, tihanyi, vácrátóti biológiai kutatással foglalkozó intézmények éppen úgy, mint az egyetemek hasonló tanszékei, az orvometeorológiai kutatás rokon területei, az állatkert különleges kutatási kérdésekkel foglalkozó tudományos apparátusa és minden más, itt fel nem sorolható tudományos intézmény, ahol a biológiai problémák megoldásán fáradoznak.

(K. M.)

★

**VÁLASZTMÁNYI ÜLÉST** tartott a Magyar Meteorológiai Társaság 1957. október 25-én. A választmányi ülés a következő kérdésekkel foglalkozott: A beérkezett pályamunkák elbírálására bírálóbizottságot jelölt ki, melynek tagjai: *Bacsó Nándor, Kulín István és Takács Lajos*. Ezután a Választmány foglalkozott azzal a kérelemmel, mely az Orsz. Meteorológiai Intézet fiatal munkatársaitól érkezett, s amely szerint a Társaságon belül továbbképzésük céljait szolgáló szakcsoportot szeretnének létrehozni. A választmány elfogadta a javaslatot, s megbízta az Elnökséget, a szükséges intézkedések megtételére, hogy a Róna Zsigmondról elnevezni kívánt továbbképző kör működését megkezdhesse. A Társaság újjonnan belépett tagjai a következők: *Novák Akos (Szeged), Kerényi Nárcisz, Végh Elek, Marton Antónia, dr. Székely Lajos, Kálmán Ferencné, Szollár Tibor* (Nagykanizsa).

(P. Gy.)

★

**A KELETNÉMET METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ELSŐ KONGRESSZUSA.** A Német Demokratikus Köztársaságban ez év tavaszán alakult meg a meteorológia művelésére hivatott tudományos egyesület a következő elnevezéssel: *Meteorologische Gesellschaft in der Deutschen Demokratischen Republik*. Az új egyesület első nagyobb megmozdulása, a tudományos világ előtt való zászlóbontása 1957. október 14—16. között, háromnapos kongresszus keretében történt meg Berlinben, a Német Tudományos Akadémia palotájában. A kongresszus arányai és tudományos színvonala mindenképpen méltók voltak az egykori német meteorológiai társaság kétvenkénti nagy ülésszakaihoz, amelyek sorát a háború másfél évtizeddel ezelőtt megszakította. Külföldi meteorológusok is

nagy számban jelentek meg és tartottak előadásokat. A kongresszus 7 előadó ülésén összesen 30 előadás hangzott el, amelyek a meteorológia legkülönbözőbb ágainak időszerű kérdéseivel foglalkoztak.

Bár a sok értékes dolgozat közül igen nehéz a legkiemelkedőbbeket tárgyilagosan kiválasztani, felsoroljuk azokat, amelyek a kereken 200 főnyi hallgatóságban legelőnkebb visszhangot keltettek. Ilyen volt *H. Philipps* professzor nagyhatású elnöki megnyitó előadása a meteorológia fejlődéséről és mai helyzetéről; *H. Ertel* professzornak, a Német Tudományos Akadémia elnökének rövid üdvözlőbeszéde a német meteorológiai kutatás helyzetéről; *Sz. P. Hromov* (Moszkva) előadása a klimatológia mai feladatairól; *M. I. Budüko* (Leningrád) előadása a hőháztartás-mérésekről; *H. Flohn* (Frankfurt a. M.) két dolgozata a szinoptika alapkérdéseiről és az ázsiai nyári monszunra vonatkozó új vizsgálatairól; *H. Paetzold* (Weissenau, magaslégkörkutatóállomás) ismeretése a geofizikai év keretében kifejlesztett új ozonozondával elért eredményekről; *S. Brandejs* (Prága) munkája a numerikus előrejelzés köréből. Agrometeorológiai és távprognosztikai szempontból figyelemreméltó előadásokat tartottak *A. Maede* (Halle) Németország agrometeorológiájának előkészítéséről és *H. Maede* (Potsdam) a középtávú prognózisok aerszinoptikai módszeréről. A dinamikus meteorológia köréből élénk érdeklődéssel fogadott dolgozatokat mutatott be *W. Böhme* (Berlin) a geosztrófikus szélről való eltérések elméletéről és *Kozma Béla* (Budapest) a talajmenti légmozgás szám szerű előrejelzéséről. A sokoldalú program még néhány olyan előadást is tartalmazott, amelyeket nem lehetett megtartani, mert számos belföldi és külföldi kutató a mindenfelé dúló influenzajárvány folytán nem vehetett részt a kongresszuson.

A nagyszabású kongresszus megrendezését a Német Tudományos Akadémia messzemenően támogatta. Az akadémia alelnöke, a nagynevű *H. Ertel* professzor, az előadások legnagyobb részén személyesen jelen volt. A mintaszerű rendezés elsősorban *H. Philipps* társasági elnök, *K. Schneider-Carius* leipzig-i professzor üléselelnök, *W. Ortmeier* főtitkár és *R. Ziemann* rendezőbizottsági vezető érdeme.

A kongresszuson a magyar meteorológiai szolgálat küldötteként *Kozma Béla*, az Orsz. Meteorológiai Intézet repülésszinoptikai kutatócsoportjának vezetője, a Magyar Meteorológiai Társaság küldötteként pedig *Aujeszký László*, a Társaság ügyvezető alelnöke vett részt, aki rövid beszéddel üdvözölte a fiatal társaságot első tudományos összejövetelét. (*A. L.*)

**MAGYAR METEOROLÓGUSOK TANULMÁNYÚTJA A SZOVJET-ÚNIOBAN.** Az 1955. évi moszkvai konferencia határozatai között szerepelt az a megállapodás hogy a résztvevő államok lehetővé teszik repülési meteorológusok tapasztalateseréjét kölcsönös látogatások útján, hogy egymás szolgálatait, valamint a nemzetközi légiutak topográfiai és időjárási sajátosságait megismerjék. Ennek a programnak a keretében három magyar szinoptikus, *Veress László* és *Osorai Zoltán* tud. osztályvezető és *Makai Lászlóné* tud. s. munkatárs 1957 szeptember 7-én Moszkvába utazott a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat Főigazgatóságának vendégeként. A magyar szinoptikusok főleg a repülőtéri meteorológiai szolgálatot tanulmányozták a moszkvai (vnuukovoi) repülőtéren. Ezen kívül egy-egy napot töltöttek a Központi Aerológiai Observatóriumban (Dolgojruudnajaftan), ill. a Központi Prognosztikai Intézetben. Hazafelé jövet útjukat másfélnapra megszakították Kievbén (szeptember 16–17.), hogy az ottani szolgálattal is megismerkedjenek. A Szovjet Hidrometeorológiai Szolgálat Főigazgatóságának külön előzetekénységeére vall, hogy a tanulmányút költségeinek teljes fedezését is magára vállalva lehetővé tette a magyar meteorológusok tanulmányi látogatását. (O. Z.)

★

**AGROMETEOROLÓGIAI OBSZERVÁTORIUM KECSKEMÉTEN.** Az „Időjárás” f. évi 3. számában beszámoltunk arról, hogy ez év április 29-én, a Duna—Tisza közti Mezőgazdasági Kísérleti Intézet igazgatóságának kezdeményezésére Kecskeméten, a Kísérleti Intézetben agrometeorológiai tárgyú előadások voltak. Megemlítettük, hogy az itt összegyűlt kutatók egyhangúlag kérték egy agrometeorológiai obszervatórium felállítását Kecskeméten.

**HIBAIGAZÍTÁS.** Az Időjárás 1957. évi 4. számának 244. oldalán lévő 4. ábrán a légtetek felirata hibás. A „meleg” („chaud”) és „hideg” („froid”) megjelölés felcserélendő. (Szerk.)

★

Az Országos Meteorológiai Intézet igazgatósága méltányolva a jogos kérést, úgy döntött, hogy 1958-ban fölépítteti az ország második agrometeorológiai obszervatóriumát.

Az új létesítmény a Duna—Tisza közti Mezőgazdasági Kísérleti Intézet területén épül fel, s a kutatások elsősorban a Duna—Tisza közti zöldség-, szőlő- és gyümölcs-termesztés agrometeorológiai kérdéseire irányulnak majd.

Az obszervatórium terveit a Kohó- és Gépipari Minisztérium Építőipari V. Tervező Irodája (Pethő József tervező mérnök) készíti. A tervek szerint, 1958. I. negyedében kezdődnek az építkezések, s az év végéig elkészülne új obszervatóriumunk. (Sz. T.)

★

**A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG** 1957. október 25-i előadóülésén *Ubell Károly* főmérnök tartott előadást „Nagyobb vízfelületek párolgási veszteségének meghatározása párolgásmérő kérdések segítségével” címmel. Az előadó beszámolt különböző felületű (2–5 m<sup>2</sup>) kádakkal végzett párolgásméréseiről, amelyeket 5 éven át folytatott Kecskeméten. A mérési eredmények alapján tapasztalati függvényeket vezetett le a havi párolgásmennyiség meteorológiai elemek értékeivel történő kiszámítására, s a nyert tapasztalati függvényeket összehasonlította az elméleti úton levezethető függvényekkel.

A kitűnő előadás nagy érdeklődést váltott ki a hallgatóság köréből. Az előadás után kialakult élénk vita résztvevői: *Berkes Zoltán*, *Szilágyi Gyula*, *Szesztay Károly*, *Kulin István*, *Láng Sándor*, *Öröls Károly* és *Aujeszky László*, kiemelték az előadás jelentőségét és szükségesnek tartották a vizsgálatok szélesebb körben történő tovább folytatását, kiterjesztve azokat a *Balaton térségére* is. (P. Gy.)

# A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

## I. Szakirodalmi pályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság a meteorológiai kutatások elmélyítése, a magyar meteorológiai szakirodalom további fejlesztése érdekében az 1958. évre is pályázatot hirdet, *önálló, tudományos értékű dolgozatok megírására*. Pályamunkák nyújthatók be a mezőgazdaság és az egészségügy érdekeit előmozdító meteorológiai kutatások területéről.

A legjobb pályamű díja 2000 Ft. Ezen kívül a további két legjobb pályaművet 1000—1000 forinttal jutalmazza a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva adja ki.

### Pályázati feltételek:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb 1 szabvány iv (40 000 n, kb. 20 gépelt oldal).
2. Az MNOSz 9651—51 „Nyomdakézirati Szabvány” előírásai szerint, 2 példányban leírt jellegű pályaművek *benyújtásának határideje: 1958. október 31.*

3. A szerző nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a *Társaság Titkárságának címére (Budapest II. Kötőpály u. 1.)*
4. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti, de a szerzőt a tanulmányának az „IDŐJÁRÁS”-ban leendő közlésekor még az 500 560/1951. OT sz. rendelet 12. §-a szerinti szerzői díj illeti meg.

## II. Fénykép-pályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárás jelenségeket ábrázoló, vagy az időjárás hatásait feltűntető olyan *fényképfelvételek* jutalmazására, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos, vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.

### Pályázati feltételek:

1. A pályázatra olyan meteorológiai tárgyú fényképfelvételek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a beküldő teljes mértékben rendelkezik.
2. A Társaság címére beküldött fényképeken pontosan feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (év, hó, nap, lehetőleg az óra is, vagy legalább a napszak) és tájképeknél az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképen, valamint a lezárt borítékra — amelyben a szerző neve és címe szerepel — fel kell tüntetni a jellegét is.
3. A pályázó a kép beküldésével aláveti magát a pályázati feltételeknek, különösen pedig beleegyezését adja, hogy a képeket a Társaságtól nem kapja vissza, továbbá jogosult, a képeket saját, vagy az Országos Meteorológiai Intézet helyiségeiben a felvevő nevét fel-

tüntető címkével ellátva kifüggeszteni, a Társaság, vagy az Országos Meteorológiai Intézet bármely kiadványában a szokásos szerzői díj ellenében közzétenni.

4. A pályázatra beküldendő képek mérete 9×12, vagy 18×24 cm.
5. A tudományos és ismeretterjesztő szempontból kiemelkedő értékű képek pályadíjai:  
2 db első díj            á 200,— Ft  
2 db második díj        á 100,— Ft  
4 db harmadik díj       á 50,— Ft.

Hasonló értékű felvételeknél előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázó az eredeti felvétel negatívját is mellékelte.

6. A pályázatra beküldött képek mindennemű szerzői és tulajdonjoga a 3. alatt említettek felül is, a Társaságra száll át.
7. A jellegű pályamunkák *beadási határideje: 1958. október 31.*

Mindkét pályázat eredményeinek kihirdetésére, valamint a jutalmak kiosztására 1958. november második felében, a Társaság nyilvános ülésén kerül sor.  
Budapest, 1957. november

*Titkárság*

Franz Baur (Bad Homburg)\*:

## Solare Einflüsse auf Wetter und Grosswetter

Vor 25 Jahren wurde in der „Zeitschrift für Astrophysik“ [1] erstmals darauf hingewiesen, daß zum mindesten in der gemäßigten Zone der Erde das Großwetter *nicht* in einem durchschnittlich 11-jährigen Zyklus, parallel oder entgegengesetzt den Sonnenflecken, schwankt, sondern innerhalb des Sonnenfleckenzyklus eine doppelte Schwankung ausführt. Mit dieser Feststellung hat eine neue Aera in der Erforschung der Beziehungen des Wetters zu solaren Erscheinungen begonnen. Sie unterscheidet sich von den vorangegangenen Untersuchungen über dieses Problem in dreifacher Hinsicht: 1. wird es nur noch selten unternommen, nach einer 11-jährigen Periode im Ablauf der Wettervorgänge zu suchen; 2. werden außer den Sonnenflecken auch die Sonnenfackeln in den Problembereich einbezogen; 3. werden die erzielten Ergebnisse heute, wenigstens in den wissenschaftlich ernst zu nehmenden Untersuchungen, mit wahrscheinlichkeitstheoretisch begründeten Kriterien daraufhin geprüft, ob sie als „vermutlich zufallsbedingt“, „möglicherweise zufallsbedingt“ oder „statistisch gesichert“ anzusehen sind. Diese mathematisch-statistische Prüfung hat in den älteren Untersuchungen über solare Einflüsse auf das Wetter gänzlich gefehlt. Damit hängen auch die zum Teil widersprechenden Ergebnisse der älteren Untersuchungen zusammen.

Wenn im folgenden über einige Ergebnisse neuerer statistischer Untersuchungen über Zusammenhänge des Wetters und Großwetters mit Erscheinungen auf der Sonne berichtet wird, so geschieht es mit dem Zweck, nicht nur die Meteorologen sondern auch die Astrophysiker und unter ihnen besonders die Sonnenphysiker mit *Tatsachen* bekannt zu machen, die für die Erklärung der Wettervorgänge von allergrößter Wichtigkeit sind. Da es sich dabei um Zusammenhänge mit Vorgängen und Erscheinungen auf der *Sonne* handelt, ist die Mitwirkung der Sonnenphysiker bei der Aufklärung der durch diese *Tatsachen* aufgeworfenen Probleme unbedingt erforderlich.

### 1. Zur Doppelschwankung des Großwetters innerhalb des Sonnenfleckenzyklus

In den 124 Jahren von 1833 bis 1956 waren nach Tabelle 1 unter 124 Sommern 23, deren Niederschlagsmenge im Deutschland der gegenwärtigen 4 Zonen (im folgenden kurz als Deutschland bezeichnet) im Durchschnitt von 14 Stationen (vor 1844 nur 10 bis 12 Stationen) um den beträchtlichen Betrag von mindestens 40 Ltr/qm unter dem langjährigen Regelwert (224 Ltr/qm) blieb. Der 1. Juli dieser Sommer, deren Niederschlagsabweichungen in der Tabelle fett gedruckt sind, hatte vom nächstgelegenen Sonnenfleckenextrem<sup>1)</sup> den gleichfalls in Tabelle 1 angegebenen Abstand.

\* Verfasser des Aufsatzes ist Honorarprofessor an der Universität Frankfurt a. M. und Leiter der Forschungsstelle für Großwetterkunde in Bad Homburg.

<sup>1)</sup> Anmerkung: Dabei wurde das erste Sonnenfleckenmaximum des 20. Jahrhunderts nach *Wolf-Wolfer* auf 1906,4 gelegt. Für diese Lage — statt 1907,0 nach *Waldmeier* — sprechen folgende Beobachtungstatsachen: Bildet man Fünfmonatsmittel der Sonnenfleckenrelativzahlen (2), so ergeben sich um das Jahr 1906 drei Maxima: 74,5 im Sept. 1905, 68,8 im Mai 1906, 72,5 im Februar 1907. Da das erste und letzte fast gleich stark sind, kann keinem von ihnen der Vorzug gegeben werden, das mittlere aber hat den Vorzug der zentralen Lage. Bildet man übergreifende Mittelwerte über 17 Monate, so ergibt sich ein einziges Maximum und dieses fällt auf den 17-monatigen Zeitraum, dessen Mitte im Juni 1906 liegt. Eine nach der *Wolf-Wolferschen* Methode ausgeführte Ausgleichung der Monatsmittel der Fackelareale ergibt ebenfalls *ein* Maximum, das auf den Januar 1906 fällt.

TABELLE 1

Abweichungen der Sommer-Niederschlagsmenge (N) in Deutschland (Mittel aus 14 Stationen, vor 1844 10—12 Stationen) vom hundertjährigen Mittelwert 1851—1950 in Ltr/qm und Abweichungen des mittleren Sommer-Luftdrucks (L) in Kopenhagen vom Mittel 1842—1951 in mbar sowie Abstand (A) des Sommers (I. VII) vom nächstgelegenen Sonnenfleckentrem\* in Jahren

Jahr	N	L	A	Jahr	N	L	A	Jahr	N	L	A
1833	+37		0,4 v. Mn	1875	+14	+1,7	3,4 v. Mn	1917	+ 8	+1,7	0,1 v. Mx
34	-24		0,6 n. Mn	76	-43	+1,8	2,4 v. Mn	18	- 8	-0,9	0,9 n. Mx
35	-89		1,7 v. Mx	77	+22	-0,2	1,4 v. Mn	19	-43	-1,2	1,9 n. Mx
36	-67		0,7 v. Mx	78	+12	-2,0	0,4 v. Mn	20	+ 2	+1,0	2,9 n. Mx
37	-20		0,3 n. Mx	79	+56	-3,6	0,6 n. Mn	21	-71	+0,0	2,1 v. Mn
38	+22		1,3 n. Mx	80	+17	+0,4	1,6 n. Mn	22	-26	-1,8	1,1 v. Mn
39	~ 5		2,3 n. Mx	81	- 7	-2,6	2,4 v. Mx	23	-63	-2,3	0,1 v. Mn
40	-28		3,0 v. Mn	82	+107	-2,9	1,4 v. Mx	24	+44	-1,6	0,9 n. Mn
41	+37		2,0 v. Mn	83	-20	-1,2	0,4 v. Mx	25	-24	-0,3	1,9 n. Mn
42	-81	+1,9	1,0 v. Mn	84	- 3	+2,3	0,6 n. Mx	26	+45	-0,2	1,9 v. Mx
43	+26	-0,6	Min.	85	-30	+1,7	1,6 n. Mx	27	+97	-1,9	0,9 v. Mx
44	+30	-5,3	1,0 n. Mn	86	-14	-0,3	2,6 n. Mx	28	-37	-1,4	0,1 n. Mx
45	+15	+0,0	2,0 n. Mn	87	-78	+2,0	2,1 v. Mn	29	-53	+0,8	1,1 n. Mx
46	-63	+1,9	1,6 v. Mx	88	+59	-1,5	1,1 v. Mn	30	+33	-0,7	2,1 n. Mx
47	+ 4	+1,7	0,6 v. Mx	89	+11	-1,5	0,1 v. Mn	31	+103	-2,3	2,3 v. Mn
48	+ 2	-1,9	0,4 n. Mx	90	+51	-2,1	0,9 n. Mn	32	-39	+1,3	1,3 v. Mn
49	-34	-0,6	1,4 n. Mx	91	+57	-0,8	1,9 n. Mn	33	+17	+0,3	0,3 v. Mn
50	+ 3	+0,4	2,4 n. Mx	92	-53	-0,4	1,6 v. Mx	34	-34	0,0	0,7 n. Mn
51	-11	-0,4	3,4 n. Mx	93	-59	+0,4	0,6 v. Mx	35	-43	+1,1	1,9 v. Mx
52	+ 8	-0,2	3,4 v. Mn	94	+46	-1,7	0,4 n. Mx	36	+ 6	+1,4	0,9 v. Mx
53	+22	-0,7	2,4 v. Mn	95	-23	-0,7	1,4 n. Mx	37	-22	+0,4	0,1 n. Mx
54	+74	+0,7	1,4 v. Mn	96	+36	-0,1	2,4 n. Mx	38	-23	+0,3	1,1 n. Mx
55	+40	+1,5	0,4 v. Mn	97	-14	+0,5	3,4 n. Mx	39	- 4	+1,4	2,1 n. Mx
56	+ 4	+0,0	0,6 n. Mn	98	-18	+0,2	3,2 v. Mn	40	+36	-0,5	3,1 n. Mx
57	-65	+2,8	1,6 n. Mn	99	-68	+2,6	2,2 v. Mn	41	+41	-0,9	2,7 v. Mn
58	+21	+1,8	1,6 v. Mx	1900	+18	+1,0	1,2 v. Mn	42	-16	+0,7	1,7 v. Mn
59	-63	+2,9	0,6 v. Mx	01	-14	+2,4	0,2 v. Mn	43	- 9	-1,0	0,7 v. Mn
60	+43	-2,9	0,4 n. Mx	02	- 4	-1,5	0,8 n. Mn	44	+ 3	-0,2	0,3 n. Mn
61	+40	-1,2	1,4 n. Mx	03	+ 5	-1,7	1,8 n. Mn	45	+80	-1,6	1,3 n. Mn
62	+26	-1,7	2,4 n. Mx	04	-95	+1,4	1,9 v. Mx	46	+26	-0,2	1,0 v. Mx
63	- 1	+0,8	3,4 n. Mx	05	0	+0,5	0,9 v. Mx	47	-77	+2,3	Max.
64	-11	+0,4	2,7 v. Mn	06	+ 6	+0,9	0,1 n. Mx	48	+71	-1,5	1,0 n. Mx
65	-22	+1,4	1,7 v. Mn	07	+18	-1,8	1,1 n. Mx	49	-71	+1,9	2,0 n. Mx
66	+16	-2,2	0,7 v. Mn	08	- 6	+0,8	2,1 n. Mx	50	+18	+0,5	3,0 n. Mx
67	- 4	+0,3	0,3 n. Mn	09	+13	-2,5	3,1 n. Mx	51	+10	+1,1	2,8 v. Mn
68	-48	+3,5	2,1 v. Mx	10	+84	-2,7	3,1 v. Mn	52	-30	+0,2	1,8 v. Mn
69	-77	+1,9	1,1 v. Mx	11	-115	+3,1	2,1 v. Mn	53	+41	-0,6	0,8 v. Mn
70	+39	0,0	0,1 v. Mx	12	+40	-1,8	1,1 v. Mn	54	+102	-3,3	0,2 n. Mn
71	+31	-0,2	0,9 n. Mx	13	-11	+0,4	0,1 v. Mn	55	+11	+4,0	1,9 v. Mx
72	-35	+1,6	1,9 n. Mx	14	+11	+1,0	0,9 n. Mn	1956	+122	-2,4	0,9 v. Mx
73	+ 9	+1,1	2,9 n. Mx	15	-19	-0,6	1,9 n. Mn				
1874	-71	+1,6	3,9 n. Mx	1916	+19	-2,6	1,1 v. Mx				

\* Wenn der Abstand vom Sonnenfleckentrem zum darauffolgenden Maximum kleiner als 4,0 Jahre war, ist beim zweiten Sommer nach dem Minimum der Abstand vom folgenden Maximum gezählt, falls das Jahresmittel der Sonnenfleckenzahlen bereits größer als 35,0 war.

Aus der Tabelle ist zu ersehen, daß 11 von den 23 beträchtlich zu trockenen Sommern in den beiden schmalen Bereichen 1,6 bis 2,4 Jahre vor einem Fleckenminimum oder -maximum (die Grenzen eingeschlossen) lagen, während die restlichen 12 ziemlich unregelmäßig auf die übrigen 9,2 Jahre des Fleckenzklus verteilt waren. Jene 11 Sommer waren alle auch in Ungarn trockener als normal.

Die Grundwahrscheinlichkeit von Sommern mit einer Niederschlags-Abweichung  $< -40$  Ltr/qm ist also in Deutschland  $p = 23/124 = 0,185$ . In die beiden genannten Bereiche fielen in dem 124-jährigen Zeitraum 21 Sommer. Somit ist die relative Häufigkeit beträchtlich zu trockener Sommer in diesen Bereichen  $11/21 = 0,524$ . Die obere Grenze des Zufallspielraums der relativen Häufigkeit — durch die Überschreitungswahrscheinlichkeit  $\epsilon = 0,27\%$  definiert, was bei einer idealen Gauß'schen Verteilung der  $3\sigma$ -Grenze entspricht — liegt für  $p = 0,185$  und  $N = 21$  bei 0,495. Die beobachtete relative Häufigkeit 0,524 liegt daher außerhalb des Zufallspielraums. Das berechtigt

zu der Annahme, daß die 11 beträchtlich zu trockenen Sommer nicht „zufällig“ in die schmalen Bereiche 1,6 bis 2,4 Jahre vor Sonnenfleckenminimum oder -maximum fielen, sondern daß hier ein physikalischer Zusammenhang mit Vorgängen oder Zuständen auf der Sonne besteht, die gerade in diesen Zeitabschnitten des Sonnenfleckenzyklus mit Vorliebe auftreten.

Wenn wir die Lage der 11 Sommer in Sonnenfleckenzyklus näher betrachten, so sehen wir, daß 6 zwischen 1,6 und 2,4 Jahren vor einem Fleckenmaximum, 5 in der entsprechenden Zeit vor einem Minimum lagen. Andererseits sind in den beiden Abschnitten 0,2 bis 1,0 Jahre nach einem Fleckenextrem in dem ganzen 124jährigen Zeitraum niemals beträchtlich zu trockene Sommer aufgetreten. Wir haben demnach deutlich zwei Maxima und zwei Minima der Häufigkeit des Auftretens von beträchtlich zu trockenen Sommern innerhalb des Sonnenfleckenzyklus.

Die aus der statistisch „signifikanten“ Verteilung der Sommer mit einem Niederschlagsdefizit von mindestens 40 Ltr/qm in Deutschland gezogene Schlußfolgerung, daß es sich dabei um einen physikalischen Zusammenhang handelt, wird weiterhin gestützt durch die gleichfalls aus Tabelle 1 ableitbare Tatsache, daß von den Sommern, die um mindestens 40 Ltr/qm zu *nass* waren, mehr als die Hälfte in die Nähe der Sonnenfleckenextreme, zwischen 1,1 Jahre vor und 1,1 Jahre nach einem Extrem (die Grenzen eingeschlossen) fielen, also auch eine Abhängigkeit von der Lage im Sonnenfleckenzyklus aufwies. Ordnet man, wie es in Tabelle 2 geschehen ist, die in 4 Klassen eingeteilten Abweichungen der Sommerniederschlagsmengen in einer  $\chi^2$ -Tabelle der Lage im Sonnenfleckenzyklus zu, so erhält man nach Formel (79) in (3)  $\chi^2 = 21,7$ . Bei dieser Zuordnung mußten die beiden Abschnitte vor den Extremen und die beiden Abschnitte um die Extreme je zusammengefaßt werden, da durch eine Aufteilung in mehr Klassen die Zahl der Felder der Tabelle vergrößert worden wäre und in vielen Feldern die mathematische Erwartung der Feldhäufigkeit (in der Tabelle kursiv gedruckt) kleiner als 5 geworden wäre, wodurch die Voraussetzungen für die Berechnung der Zufallsgrenze von  $\chi^2$  nicht mehr gegeben gewesen wären. Da die Tafel nur 6 Freiheitsgrade hat, so liegt nach *Pitau* [4] die Grenze des Zufallspielraums von  $\chi^2$  für eine Restwahrscheinlichkeit von 0,0027 bei 20,0. Das aus den Beobachtungen ermittelte  $\chi^2$  liegt also außerhalb des Zufallspielraums, oder anders ausgedrückt, die Verteilung der beobachteten Häufigkeiten bestimmter Größenstufen der Sommerniederschlagsmengen in Deutschland kann *nicht mehr* als

TABELLE 2

$\chi^2$ -Tabelle der Häufigkeiten zur Bestimmung des Zusammenhangs der Abweichung der Sommerniederschlagsmenge in Deutschland vom Regelwert mit der Lage des Sommers im Sonnenfleckenzyklus

Abweichung der Sommerniederschlagsmenge in Ltr/qm	Lage des Sommers im Fleckenzyklus			Zeilen- summe und rel. Hfgkt.
	2,4 bis 1,6 Jahre vor Sonnenflecken- extrem	1,1 Jahre vor bis 1,1 Jahre nach flecken- extrem	mehr als 2,4 Jahre oder 1,5 bis 1,2 Jahre vor oder mehr als 1,1 Jahre nach Extrem	
$\cong +40$	2 3,71	13 10,10	7 8,14	22 0,177
+39 bis 0	4 7,44	22 20,25	18 16,33	44 0,355
-1 bis -39	4 5,91	14 16,09	17 12,97	35 0,282
$\cong -40$	11 3,88	8 10,55	4 8,51	23 0,185
Spaltensumme rel. Häufigkeit	21 0,169	57 0,460	46 0,371	N = 124 1,000

$\chi^2 = 21,7$ ;  $m = 6$ ; Zufallsgrenze von  $\chi^2 = 20,0$ .

Die kursivgedruckten Zahlen sind die mathem. Erwartungen der Feldhäufigkeiten.

eine zufällige Abweichung von einer hypothetischen Verteilung mit gleichen Wahrscheinlichkeiten in gleichlangen Abschnitten des Sonnenfleckenzyklus ausgelegt werden.

Trockenzeiten in Deutschland kommen entweder durch länger anhaltende Zufuhr trockener kontinentaler Luft bei hohem Luftdruck über Nordeuropa zustande oder durch absteigende Luftbewegung und Fehlen maritimer Luftzufuhr in einem über Mitteleuropa selbst lagernden Hochdruckgebiet. Bei starker Trockenheit sind meistens beide Ursachen gleichzeitig gegeben. In beiden Fällen ist der Luftdruck in Kopenhagen, das man sowohl zu Mitteleuropa als auch zu Nordeuropa rechnen kann, übernormal. Andererseits liegt bei niederem Luftdruck in Kopenhagen Mitteleuropa entweder in einer Zyklone oder bei süd-nördlichem Luftdruckgefälle in einer Westströmung, die feuchte Meeresluft heranhöhrt. Diese beiden Großwetterlagen sind mit regnerischem Wetter in Deutschland verbunden.

Wenn daher eine Beziehung der Häufigkeit des Auftretens beträchtlich zu trockener oder zu nasser Sommer in Deutschland zur Lage des Sommers im Sonnenfleckenzyklus besteht, dann muß ein solcher Zusammenhang auch für den Sommerluftdruck in Kopenhagen vorhanden sein. Dabei ist allerdings zu beachten, daß die Abhängigkeit der Sommerniederschlagsmenge in Deutschland vom Luftdruck in Kopenhagen keine „funktionelle“, sondern nur eine „stochastische“ ist. Das ist vor allem durch die Länge des Zeitraums, über den die Summen- bzw. Mittelbildung erfolgt, bedingt. Ein krasses Beispiel einer Ausnahme von dem im Mittel bestehenden Zusammenhang ist der Sommer 1923. Obwohl, wie Tabelle 1 zeigt, der mittlere Luftdruck in Kopenhagen in diesem Sommer um 2,3 mbar unter dem Regelwert lag, war der Sommer in Deutschland doch beträchtlich zu trocken. Das lag daran, daß im Jahre 1923 hauptsächlich der Juli sehr trocken war, in welchem der Luftdruck in Kopenhagen auch tatsächlich übernormal war — übrigens auch solar bedingt, wie in Abschnitt 3 gezeigt werden wird —, aber im Juni und August war der Luftdruck in Kopenhagen stark unternormal. In diesen bei den Monaten war die Niederschlagsabweichung in Deutschland nur schwach negativ.

TABELLE 3

$\chi^2$ -Tabelle der Häufigkeiten zur Bestimmung des Zusammenhangs der Abweichung des mittleren Sommerluftdrucks in Kopenhagen vom Regelwert mit der Lage des Sommers im Sonnenfleckenzyklus

Abweichung des Sommerluftdrucks in mbar	Lage des Sommers im Fleckenzyklus			Zeilen- summe und rel. Hfgkt.
	2,4 bis 1,6 Jahre vor Sonnenfleck- extrem	1,1 Jahre vor bis 1,1 Jahre nach Flecken- extrem	mehr als 2,4 Jahre oder 1,5 bis 1,2 Jahre vor oder mehr als 1,1 Jahre nach Extrem	
$\cong +1,8$	8 <i>2,64</i>	6 <i>7,37</i>	2 <i>5,98</i>	16 0,139
+1,7 bis 0,0	6 <i>7,10</i>	17 <i>19,83</i>	20 <i>16,09</i>	43 0,374
-0,0 bis -1,7	3 <i>5,94</i>	15 <i>16,59</i>	18 <i>13,46</i>	36 0,313
$\cong -1,8$	2 <i>3,30</i>	15 <i>9,22</i>	3 <i>7,48</i>	20 0,174
Spaltensumme rel. Häufigkeit	19 0,165	53 0,461	43 0,374	N = 115 1,000

$\chi^2 = 25,6$ ;  $m = 6$ ; Zufallsgrenze von  $\chi^2 = 20,0$ .

Die kursiv gedruckten Zahlen sind die mathem. Erwartungen der Feldhäufigkeiten.

Kopenhagen ist als Prüfstein gewählt, weil es von ganz Nord- und Mitteleuropa die am weitesten zurückreichenden (vergleichbaren) Luftdruckbeobachtungen hat. Sie beginnen bereits im Jahre 1842. Die Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Größenklassen der Abweichungen des mittleren Sommerluftdrucks in Kopenhagen wurde in gleicher Weise wie der Sommerniederschlag in Deutschland in einer 12 Felder enthaltenen  $\chi^2$ -Tabelle den Abschnitten des Sonnenfleckenzyklus zugeordnet (Tabelle 3). Es ergab sich bei gleicher Zahl der Freiheitsgrade  $\chi^2 = 25,6$ . Es ist bemerkenswert, daß der Zusammenhang mit dem Luftdruck strammer ist als der mit der Niederschlagsmenge in Deutschland. Wie in Abschnitt 2 gezeigt werden wird, geht die Beeinflussung des Großwetters durch Strahlungsschwankungen der Sonne über die Luftdruckverteilung und allgemeine Zirkulation. Die Beeinflussung des Niederschlags ist nur eine sekundäre.

Auch der Sommerluftdruck in Kopenhagen zeigt, wie aus der Tabellen 1 und 3 hervorgeht eine *Doppelschwankung* im Sonnenfleckenzyklus: hoher Luftdruck, weit häufiger als die mathematische Erwartung bei Gleichwahrscheinlichkeit angibt, 1,6 bis 2,4 Jahre vor den Minima und vor den Maxima der Sonnenflecken, niedriger Luftdruck in der zeitlichen Nachbarschaft der Minima und Maxima.

Die Doppelschwankung innerhalb des Sonnenfleckenzyklus wurde ferner nachgewiesen für den Luftdruck im Hochsommer in Berlin, für die Luftdruckdifferenz Azoren—Island im Winter, für den Unterschied zwischen Winter- und Sommerluftdruck in Asien (Barnaul + Irkutsk + Lahore + Karatschi), für den mittleren Jahresluftdruck im subtropischen Hochdruckgürtel der Südhalbkugel, für die Häufigkeit strenger Winter in Mitteleuropa und in den nördlichen USA und für die sehr warmen Monate (in allen Jahreszeiten) in Mitteleuropa [5, 6, 7, 8, 9].

## 2. Erklärungsversuch der Doppelschwankung

Die Tatsache, daß das Großwetter zwar nicht in allen Sonnenfleckenzyklen, aber doch in der Mehrzahl eine Doppelschwankung ausführt, ist so vielfältig belegt, daß daran heute nicht mehr zu zweifeln ist. Ganz offensichtlich ist, daß es mindestens in der gemäßigten und polaren Zone *keinem* 11 jährigen Rhythmus unterliegt. Das ist deshalb auffallend, weil doch die erdmagnetische Aktivität eine so deutliche, im Durchschnitt 11 jährige Periode, parallel mit den Sonnenflecken, zeigt. Diese Tatsachen machen es unabweisbar notwendig, nach einer physikalischen Erklärung zu suchen. Wenn im folgenden versucht wird, im Anschluß an die frühere Mitteilung [1] eine Erklärung zu geben, so wird damit nicht der Anspruch erhoben, daß es sich bereits um eine endgültige Theorie handle, vielmehr soll mit ihr eine Anregung dazu gegeben werden, daß auch die Sonnenphysiker sich mit diesem Problem befassen, das für die Meteorologie von so ungeheurer theoretischer und praktischer Bedeutung ist.

Aus dem grundsätzlichen Unterschied zwischen dem Gang des Großwetters innerhalb des Sonnenfleckenzyklus und dem der erdmagnetischen Aktivität folgt zunächst zwingend, daß die korpuskularen Strahlen, welche die erdmagnetische Aktivität beeinflussen, keine Wirkung auf die Witterung haben. Der Unterschied legt ferner nahe, seine Ursache darin zu suchen, daß die korpuskularen Strahlen sowie auch die den Erdmagnetismus beeinflussende kurze Wellenstrahlung ( $\lambda < 2000 \text{ \AA}$ ) von den obersten Schichten der Chromosphäre ausgehen und daher auf der Sonne keine Absorption erleiden, während die Strahlen, auf deren Energie alle die Vorgänge zurückzuführen sind, die wir mit den Begriffen „Wetter“ und „Großwetter“ zusammenfassen, von der Photosphäre der Sonne kommen. Diese Strahlen müssen daher erst die Chromosphäre durchlaufen, ehe sie in den Weltraum austreten können. Sie erleiden dabei in der obersten Photosphären- und untersten Chromosphärenschicht eine teilweise Absorption. Angesichts der Tatsache, daß alle Erscheinungen und Vorgänge auf der Sonne eng mit der gesamten Sonnenaktivität verbunden sind, deren sichtbarster Ausdruck die Sonnenflecken sind, kann man annehmen, daß auch das Absorptionsvermögen der äußeren Schichten der Sonne nicht konstant ist, sondern parallel mit den Sonnenflecken schwankt. Wenn das der Fall und die Amplitude der Schwankung genügend groß ist, dann tritt wie in [1] gezeigt wurde, das Maximum der Ausstrahlung nicht zur Zeit der größten Sonnenaktivität auf, sondern ist in zwei Gipfel gespalten, von denen einer zwischen Minimum und folgendem Maximum, einer zwischen Maximum und folgendem Minimum der Sonnenflecken liegt. Damit könnte ganz in groben Zügen die Doppelschwankung des Großwetters erklärt werden.

Freilich müßten dann auch diese beiden Maxima und entsprechende Minima der Sonnenausstrahlung in den Bestimmungen der extraterrestrischen Sonneneinstrahlung, den sog. Solarkonstantenmessungen zum Ausdruck kommen, falls solche einwandfrei

möglich wären. In den Solarkonstantebeobachtungen von Juli 1918 bis Februar 1937 war diese Doppelschwankung nach Abb. 2 in (7) oder Abb. 287 in (8) tatsächlich vorhanden: Maximum im Halbjahr VI—XI 1921, Minimum VI—XI 1922, Maximum VII—XII 1925, Minimum V—X 1929, Maximum XII 1931—V 1932, Minimum III—VIII 1933, Maximum X 1934—III 1935. Über die Übereinstimmung der Zeiten maximaler Einstrahlung mit vermehrter allgemeiner atmosphärischer Zirkulation und der Zeiten verminderter Einstrahlung mit unternormaler und verstärkter monsunaler Zirkulation gibt die Abhandlung (7) näheren Aufschluß. In ihr ist auch gezeigt, daß die beobachteten Solarkonstanteschwankungen, wenn sie reell sind, auch quantitativ durchaus genügen, um die beobachteten großräumigen Temperatur-Anomalien auf der Erde zu erklären.

Auch in den folgenden 20 Jahren war nach den „Monthly means of preferred solar constant values“ (schriftliche Mitteilung der Smithsonian Institution in Washington) die Doppelschwankung zu erkennen. Sie war aber teilweise gestört und die Extreme waren zum Teil verschoben. Zur Zeit des Sonnenfleckenmaximums 1937 war, der in (1) entwickelten Theorie entsprechend, ein Solarkonstante-Minimum im Halbjahr III—VIII 1937. Dann folgte aber ein weiteres, gleich starkes Minimum in Halbjahr III—VIII 1938 und ein noch stärkeres im Halbjahr III—VIII 1939, entsprechend den beiden sekundären Maxima der Sonnenfleckenrelativzahlen im Sommer 1938 und im Frühjahr und Sommer 1939. Dem Solarkonstante-Minimum im Sommer 1939 folgte der strenge Winter 1939/40 in Mitteleuropa. Ein Maximum der Solarkonstante war dann im Halbjahr VII—XII 1941, 2,5 Jahre vor dem Fleckenminimum, ein Minimum im Halbjahr VIII 1944—II 1945, kurz nach dem Fleckenminimum. 1945 war im Jahresmittel die Fleckenrelativzahl noch kleiner als 35,0, dann aber erfolgte ein rascher Anstieg zu dem hohen Maximum des Jahres 1947. Dadurch fiel in den Solarkonstantewerten das Maximum etwa 2 Jahre vor dem Extrem der Flecken aus, in Übereinstimmung damit, daß auch im irdischen Großwetter die Erscheinungen, die sonst etwa 2 Jahre vor den Extremen stattfinden, nicht auftraten. Das Sonnenfleckenmaximum 1947 war von zwei Maxima der Solarkonstante eingerahmt, einem schwächeren Maximum im Halbjahr VIII 1946—I 1947 und einem sehr starken Maximum mit dem größten Halbjahreswert des Zeitraums 1920—1955, im Halbjahr VI—XI 1948. Diesen ungewöhnlichen Verhältnissen entsprach die in einer fast 1½ Jahrhunderte umfassenden Beobachtung einzig dastehende Tatsache, daß mitten während des Sonnenfleckenmaximums im Sommer 1947 in Nordeuropa hoher Luftdruck und in Mitteleuropa entsprechend ein sehr trockener Sommer auftrat (vgl. Tabelle 1). Ein stärkeres Minimum in der Solarkonstante trat dann erst im Halbjahr XI 1951—IV 1952 und ein zweites im Halbjahr IV—IX 1953 vor dem Fleckenminimum im Frühjahr 1954 ein. Wieder zum normalen Gang passend war dann das Solarkonstante-Maximum im Halbjahr II—VII 1955, etwa 2,2 Jahre vor dem Fleckenmaximum. In dieses Halbjahresmittel geht das größte Monatsmittel der Solarkonstante des Zeitraums 1920—1955 ein. Es betrug 1,959 cal/cm<sup>2</sup> min und ereignete sich im Juli 1955, in dem selben Monat, in welchem ein breites Band hohen Luftdrucks, das man als polwärts verschobenen subtropischen Hochdruckgürtel deuten kann, sich von Schottland über Skandinavien nach Finnland erstreckte und über Skandinavien und an der deutschen Nord- und Ostseeküste große Trockenheit erzeugte (vgl. Tabelle 4, letzte Zeile).

Das geringere Hervortreten der Doppelschwankung in den Solarkonstantebestimmungen der beiden letzten Jahrzehnte ist noch kein Gegenbeweis gegen den solaren Ursprung der Doppelschwankung. Es entsprach ja auch der Verlauf der beiden letzten, Fleckenzyklen durchaus nicht der normalen Erscheinungsform. Ferner ist bekannt, welche großen Schwierigkeiten bestehen, die extraterrestische Einstrahlung vom Erdboden aus einwandfrei zu bestimmen. Vor allem gehen die Schwankungen der ultravioletten Strahlung in die Solarkonstantenmessungen nicht ein. Da man aus den starken Ultraviolett-Strahlungsausbrüchen bei chromosphärischen Eruptionen und anderen Beobachtungen (*Dobson, Pettit*) den Schluß ziehen kann, daß auch die Schwankungen der kontinuierlichen ultravioletten Strahlung prozentual viel größer sind als die der Gesamtstrahlung, wird der Gedanke nahegelegt, daß es vielleicht weniger die Schwankungen der Gesamtsonnenstrahlung als diejenigen der *ultravioletten Strahlung* sind, welche die Doppelschwankung der atmosphärischen Zirkulation auf der Erde erzeugen. Es würde sich dann weniger um Änderungen der Energiezufuhr handeln, sondern um eine „Steuerung“ der Umsetzungen der von der Sonne zugestrahlten Energie. Die Erklärung der irdischen Vorgänge wäre dann, wenn wir uns auf die Nordhalbkugel beschränken, folgende: Im Winterhalbjahr nimmt die meiste ultraviolette Strahlung die tropische Ozonosphäre ein. Durch die Absorption der UV-Strahlung wird die Atmosphäre in 20 bis 40 km Höhe erwärmt. Darüber nimmt die Temperatur wieder ab. Es besteht also in diesen Höhen eine Konvektionsschicht ähnlich der Troposphäre, in der hoch-

reichende adiabatisch verlaufende Vertikalumlagerungen stattfinden. Nach dem ersten Hauptsatz der Wärmetheorie gilt dann

$$\frac{dT}{T} = 0,285 \frac{dp}{p},$$

d. h. einer positiven Temperaturänderung entspricht eine positive Druckänderung. Bei einer Steigerung der ultravioletten Einstrahlung wird daher im Winterhalbjahr der Luftdruck in 20 km Höhe in den Tropen und Subtropen steigen; das in dieser Jahreszeit in dieser Höhe an sich schon bestehende Luftdruckgefälle vom Äquator zum Pol wird daher vergrößert werden. Man kann annehmen, daß sich diese Steigerung des süd-nördlichen Druckgefälles mindestens bis zur oberen Troposphäre durchsetzt, wodurch die west-östliche, planetarische Zirkulation vermehrt wird: übernormales Luftdruckgefälle Azoren—Island, übernormales Luftdruckgefälle Italien—Skandinavien, milder Winter in West- und Mitteleuropa, relativ milder Winter in Osteuropa, Schwächung der winterlichen Antizyklone über dem asiatischen Kontinent. Beispiele sind in [10] Abschnitt IV enthalten.

Im Sommer, in der zeitlichen Umgebung der Sommersonnenwende, ist infolge der größeren Tageslänge nach *F. Baur* und *H. Philipps* [11] die Einstrahlung in der Höhe im Polargebiet am größten. Dies trifft sowohl für die Gesamtstrahlung als auch für die ultraviolette Strahlung zu. Infolgedessen besteht im Sommer, wenigstens im Juni und Juli, in 20 km Höhe ein Luftdruckgefälle vom Pol gegen den Äquator [12]. Wenn dann die ultraviolette Einstrahlung sich steigert, nimmt dieses Luftdruckgefälle noch zu. Durch die Steigerung des Luftdrucks in den oberen Schichten der Polarzone wird in der Troposphäre die Bildung von Hochdruckgebieten am Rande der Polarzone, in anderen Fällen die Polwärtsverlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels gefördert. Entsteht ein blockierendes Hoch über Skandinavien oder breitet sich vom Äquator nach Norden aus ein Hochdruckausläufer nach West- und Mitteleuropa aus, tritt in Mitteleuropa ein trockener Sommer auf.

Wenn es aus irgendwelchen Gründen, die aber von den Sonnenphysikern genannt werden sollten, untragbar ist, die Schwankungen der Ausstrahlung der Sonne in den Welt- raum aus den mit der Sonnenaktivität parallel laufenden Temperaturschwankungen der Photosphäre und den gleichzeitigen Schwankungen der Absorptionsfähigkeit der Chromosphäre für die Gesamtstrahlung und die UV-Strahlung zu erklären, dann kann man die Schwankungen der Ausstrahlung der Sonne in den Welt- raum sowohl bezüglich der Gesamtstrahlung als auch hinsichtlich der UV-Strahlung auch damit zu erklären versuchen, daß *Sonnenfackeln* und *Sonnenflecken* häufig *keinen parallelen Gang* aufweisen. Die Abweichungen vom parallelen Gang sind teilweise so erheblich [7], daß man sie nicht einfach als „zufällige“ Verschiedenheiten erklären kann, die dadurch zustande kommen, daß man mit den bisherigen Beobachtungsmethoden die Fackelflächen nur in der Randzone der Sonne, in einem Abstand vom Mittelpunkt von mehr als  $\frac{6}{10}$  des Radius der Sonnenscheibe, bestimmen kann. Da die Fackeln relativ langlebig sind, müssen die an einem bestimmten Tag in der Zentralzone liegenden und daher unsichtbaren Fackeln entweder einige Tage vorher oder einige Tage nachher am Sonnenrande sichtbar sein; meistens wird beides der Fall sein. Bei Mittelbildung über mehrere Wochen oder gar Monate müssen sich daher die allein auf der unterschiedlichen Beobachtbarkeit beruhenden Verschiedenheiten weitgehend ausgleichen.

Wenn aber einmal mehr die heißen Fackeln, ein andermal mehr die gegenüber der ungestörten Photosphäre relativ kühlen Flecken überwiegen, so müssen dadurch Unterschiede sowohl in der Gesamtstrahlung als auch besonders in der UV-Strahlung eintreten.

Der Versuch, die Strahlungsschwankungen der Sonne durch eine zeitweilige Gegenläufigkeit im Gang von Fackel- und Fleckenhäufigkeit zu erklären entbindet aber nicht von der Notwendigkeit, die Doppelschwankung innerhalb des Sonnenfleckenzyklus verständlich zu machen.

### 3. Die Bedeutung der Sonnenfackeln

Die Beeinflussung des Großwetters durch die ultraviolette Sonnenstrahlung über das meridionale Luftdruckgefälle in großer Höhe und die Tatsache, daß Sonnenflecken und Sonnenfackeln nur in ganz großen Zügen, aber nicht im einzelnen parallel verlaufen, macht es notwendig, den Sonnenfackeln als Hauptquelle der kontinuierlichen UV-Strahlung besonderes Augenmerk zuzuwenden. Nach den Ausführungen in Abschnitt 2 kann erwartet werden, daß im Hochsommer nach einer Zunahme der Sonnenfackeln, besonders dann, wenn sie von einer Abnahme der Sonnenflecken begleitet ist, im allgemeinen hoher Druck über Nordeuropa entsteht.

In Tabelle 4 sind alle Jahre des Zeitraums 1882—1955 enthalten, in denen das Monatsmittel der Sonnenfackelflächen vom Juni zum Juli zunahm, während gleichzeitig die Sonnenflecken abnahmen. Es sind insgesamt 16 Fälle. Wie man aus der Tabelle ersieht, ist nur in einem einzigen dieser 16 Fälle das Julimittel des Luftdrucks im Mittel der 3 Stationen Edinburgh, Oslo und Kopenhagen unternormal gewesen. Die Grundwahrscheinlichkeit des Auftretens eines im Mittel dieser 3 Stationen normalen oder übernormalen Luftdrucks beträgt im Juli 0,55. Die Wahrscheinlichkeit dafür, daß bei einer rein zufälligen Auswahl aus einem Alternativ-Kollektiv mit den Grundwahrscheinlichkeiten  $p_A = 0,55$  und  $p_B = 0,45$  unter 16 Elementen 15 mit dem Merkmal A gefunden werden, ist

$$W = (16 \cdot 0,55^{15} \cdot 0,45) + 0,55^{16} = 0,00099 < 0,0027.$$

Wir haben hier also wiederum eine Beziehung von Großwettererscheinungen zu solaren Vorgängen vor uns, die nicht mehr durch „Zufall“ erklärt werden kann.

Unter den 16 Jahren befindet sich auch der bereits oben in Abschnitt 1 erwähnte Juli 1923. Er hatte im Mittel der 3 nördlichen Stationen allerdings normalen Luftdruck, aber die Zunahme des Luftdrucks vom Juni zum Juli betrug im Mittel der beiden Stationen Oslo und Kopenhagen + 4,2 mbar, während normalerweise der Luftdruck in Oslo und Kopenhagen vom Juni zum Juli um 1,4 mbar fällt.

Im Winter ist nach den Ausführungen in Abschnitt 2 nach einer Zunahme der Sonnenfackeln bei gleichzeitiger Abnahme der Sonnenflecken eine Verstärkung und Polwärtsverschiebung des subtropischen Hochdruckgürtels zu erwarten. Wir wählen als Stationen im subtropischen Hochdruckgürtel bzw. an dessen nördlichem Rande Lissabon und Mailand.

TABELLE 4

*Abweichung des mittleren Juliluftdrucks im Mittel der 3 Stationen Edinburgh, Kopenhagen und Oslo in Jahren, in denen das Monatsmittel der Sonnenfackelareale vom Juni zum Juli zunahm, das der Sonnenfleckenrelativzahlen aber abnahm*

Zeitraum : 1882—1955

Jahr	Abw. d. Luftdrucks $\frac{1}{3}$ (Edinburgh + Kopenhagen + Oslo) vom Mittel 1881—1954 in mbar
1885	+7,0
1896	+1,2
1899	+3,9
1900	+1,2
1901	+4,9
1908	+2,2
1916	+0,9
1919	+1,5
1923	0,0
1925	+1,7
1929	+1,5
1936	-3,9
1947	+0,4
1948	+1,2
1951	+2,0
1955	+6,7

TABELLE 5

*Abweichung des mittleren Januar-Luftdrucks  $\frac{1}{2}$  (Lissabon + Mailand) in Wintern, in denen das Monatsmittel der Sonnenfackelareale vom Dezember zum Januar zunahm, das der Sonnenfleckenrelativzahlen aber abnahm*

Zeitraum : 1882—1955

Winter	Abw. d. Luftdrucks $\frac{1}{2}$ (Lissabon + Mailand) vom Mittel 1867—1952 in mbar
1886/87	+0,3
87/88	+3,6
89/90	+3,8
97/98	+6,8
1905/06	+3,9
07/08	+1,4
12/13	+0,3
13/14	+0,2
17/18	+1,0
22/23	+3,2
25/26	+0,1
31/32	+8,0
44/45	-3,8
46/47	-0,7
48/49	+4,1
52/53	-1,4

In Tabelle 5 sind alle Winter des Zeitraums 1882—1955 zusammengestellt, in denen das Monatsmittel der Fackeln vom Dezember auf Januar zunahm, das der Flecken aber gleichzeitig abnahm. Es sind wieder 16 Fälle. In 13 davon war tatsächlich das Januar-mittel des Luftdrucks  $\frac{1}{2}$  (Lissabon + Mailand) größer als normal, im Durchschnitt

aller 16 Jahre beträgt die Abweichung  $+1,9$  mbar.  $13/16 = 81\%$  erreicht aber noch nicht die Zufallshöchstgrenze. Immerhin erheischt der hohe Prozentsatz Beachtung. Es ist möglich, daß der Zusammenhang bei weiterer Vergrößerung des Beobachtungsmaterials sich schließlich doch als überzufällig erweist.

#### 4. Einflüsse kurzer solarer Vorgänge auf das Wetter

Wir haben bisher ausschließlich Einflüsse länger anhaltender solarer Zustände und Vorgänge auf das Großwetter und die Witterung betrachtet. Es soll jetzt noch gezeigt werden, daß offenbar auch kürzere solare Vorgänge Einflüsse auf das Wetter ausüben.

H. *Trenkle* [13] hat nachgewiesen, daß nach isolierten Gipfein im Gang der täglichen Sonnenfleckenzahlen ( $R$ ) die west-östliche Windgeschwindigkeit ( $U_{g120}$ ) in der 500 m<sup>2</sup>-Fläche zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ$  Nordbreite und zwischen  $60^\circ$  W und  $60^\circ$  E zum 5. Folgetag in 73%, zum 6. Folgetag in 76% der Fälle und zwar im Mittel um 3 m/sec zunahm (Zeitraum 1948—1956). Als „isolierte“ Gipfel im Gang der täglichen Sonnenfleckenzahlen wurden solche sekundäre Maxima angesehen, auf die in den folgenden 5 Tagen weder ein Minimum noch ein weiteres Maximum von  $R$  folgte und die andererseits vom vorangehenden sekundären Minimum um höchstens 10 Tage entfernt waren, wobei der Anstieg von  $R$  vom Minimum zum Maximum mindestens 40 Einheiten betrug.

Die Grundwahrscheinlichkeit, daß von irgend einem Tag an zum 5. oder 6. Folgetag  $U_{g120}$  zunimmt, beträgt nach *Trenkle* 0,50. Da es sich um 74 Fälle handelte, für welche die aufgestellten Bedingungen zutrafen, liegt die obere Grenze des Zufallsspielraums der rel. Häufigkeit bei 0,68. Die beobachteten 73 bzw. 76% liegen daher außerhalb des Zufallsspielraums.

Es ist schade, daß *Trenkle* die Fleckenrelativzahlen zu seiner Untersuchung benützen mußte. Bei Verwertung täglicher Sonnenfackelareale wäre vermutlich ein noch durchschlagenderes Ergebnis erzielt worden. Aber die *täglichen* Fackelflächen können zu statistischen Untersuchungen nicht verwendet werden, solange sie sich nicht auf die *ganze* Sonnenscheibe beziehen.

F. *Baur* [14] hat gezeigt, daß nach starken Sonneneruptionen in Mitteleuropa in der Regel Erwärmung eintritt oder eine bereits bestehende positive Temperatur-Anomalie erhalten bleibt. Als „Indikator“ einer starken Sonneneruption wurden die planetarischen Kennziffern  $K_p$  der erdmagnetischen Aktivität gewählt und zwar wurden alle Fälle des Zeitraums 1938 bis Juli 1957 untersucht, in denen  $K_p = 9$  oder in zwei dreistündigen Intervallen  $8+$  oder in einem dreistündigen Intervall  $8+$  und in drei anschließenden 80 war. Von 28 Fällen waren in 20 der 3., 4. und 5. Folgetag in Berlin (bzw. Potsdam) wärmer als normal. Die Grundwahrscheinlichkeit hierfür beträgt 0,31, die obere Zufallsgrenze für  $N = 28$  daher 0,60. Die relative Häufigkeit  $20/28 = 0,71$  liegt demnach erheblich außerhalb des Zufallsspielraums. In 24/28 = 86% der Fälle wurde mindestens an zwei der 3 Stationen Hamburg, Berlin und Frankfurt a. M. spätestens vom 6. Folgetag an eine mindestens dreitägige Folge von zu warmen Tagen beobachtet. Die Erwärmung nach starken Sonneneruptionen erklärte *Baur* mit der Annahme, daß Sonneneruptionen, die so starke erdmagnetische Aktivität erzeugen, auch von starken ultravioletten Strahlungsausbrüchen begleitet sind, die in den oberen Luftschichten Luftdrucksteigerungen hervorrufen, die je nach Jahreszeit in verschiedenen geographischen Breiten erfolgen, aber für Mitteleuropa in ihren troposphärischen Auswirkungen in allen Jahreszeiten Erwärmung bedeuten.

In den vorstehenden Ausführungen wurden 7 Zusammenhänge irdischer Erscheinungen des Wetters und Großwetters mit solaren Vorgängen aufgezeigt, von denen 6 „statistisch gesichert“ sind, während einer nahe an die Zufallsgrenze heranreicht. Es wäre unwissenschaftlich, sie achtlos beiseite zu schieben, nur weil sie nicht in das alte Schema passen, das solare Einflüsse auf das Wetter nur als Gegensatz zwischen Sonnenfleckenzahlminimum und -maximum kennt. Diese Zusammenhänge sind für die Wetterkunde und Großwetterkunde von großer theoretischer und praktischer Bedeutung.

Es ist daher unbedingt erforderlich, diese Forschungen weiter auszubauen und zu einer allseits befriedigenden, widerspruchsfreien physikalischen Erklärung dieser nicht zu leugnenden Erfahrungstatsachen zu kommen. Das kann aber *nur* unter intensiver Mitwirkung der Sonnenphysik geschehen.

#### SCHRIFTENVERZEICHNIS

Sehe am Ende des ungarischen Textes, Seite 332.

**Об активности не вполне смачиваемых конденсационных ядер**

Работа образования зародыша — капли в атмосфере при участии конденсационных ядер является критерием активности этих ядер. Эта работа может быть выведена термодинамическим путем [1]. При предположении, что конденсационное ядро является твердой частичкой, нерастворимой в воде, смачиваемой вполне водой (а в наиболее благоприятном случае представляет собой частицу соли или раствор какой-нибудь соли) оно может связывать на своей поверхности молекулы воды и образовывать тонкий слой воды, еще до того как наступило необходимое для спонтанной конденсации пересыщение водяного пара, соответствующее величине ядра. Такое образование можно считать подзародышем жидкой фазы, представляющим комплекс молекул самой исходной газообразной фазы воды. Для протекания будущего конденсационного процесса, состоящего в укрупнении зародыша до обыкновенной капли, естественно будет иметь значение поведение этого тонкого слоя воды на вполне смачиваемой построенной частице. Само образование тонкого слоя воды относится к так называемому «подготовительному периоду» конденсационных ядер в атмосфере как таковых и находится также в тесной связи с образованием ледяной (твердой) фазы воды в атмосфере [2]. Вот почему, исследование состояния и особенностей тонких водных слоев на различных подстилающих поверхностях особенно важно принимая во внимание его значение, как для «подготовки» ядра в атмосфере, так и для самого образования жидкой и твердой фаз воды на подстилающих поверхностях.

При этих предпосылках мы исходим из подзародышного сферического ядра, обвитого достаточно толстым водным слоем, имеющего радиус  $r_0$  и упругость паров  $p^0 > p_k$ , где  $p_k$  упругость пересыщенных водяных паров находящихся в равновесии с зародышем, имеющим радиус  $r_k > r_0$ . Выполнив изотермический обратимый процесс, для работы необходимой для образования зародыша капли вокруг посторонней, вполне смачиваемой водой частички, получается выражение [3]

$$A_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi r_0^2 \sigma \left( 3 - 2 \frac{r_0}{r_k} \right) \quad (1)$$

где  $\sigma$  поверхностное натяжение воды. Из этого выражения видно, что всегда работа  $A_k$  будет меньше работы

$$A_0 = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma \quad (1a)$$

необходимой для образования равного по величине зародыша в гомогенном водяном паре.

В атмосфере, однако, не все посторонние ядра (твердые частички) являются вполне смачиваемыми водой. Существуют еще *не вполне смачиваемые* водой ядра и *вовне не смачиваемые* водой ядра. Представляет особенный интерес исследовать роль, которую играют эти два вида ядер при конденсационных процессах и их активность по сравнению с вполне смачиваемыми ядрами, и прежде всего при каких условиях не вполне смачиваемые ядра принимают участие в конденсационных процессах в атмосфере.

Когда исследуется активность не вполне смачиваемого ядра, при выводе выражения работы совершаемой при образовании зародыша — капли следует иметь в виду удельную граничную энергию между подстилающей поверхностью (ядром) и конденсированной фазой (водой). В качестве меры степени смачиваемости можно использовать «угол смачивания», заключенный между поверхностью конденсированной фазы и подстилающей поверхностью (фиг. 1, стр. 334). Этот угол также является мерой адгезионной сил между конденсированной фазой и подстилающей поверхностью. Некоторые авторы [4] называют  $\cos \varphi$  «коэффициентом адгезии» воды на твердой подстилающей поверхности в присутствии воздуха.

\* Автор статьи проф. др. Любомир Крыстанов, член корреспондент Акад. Наук Болгарии, директор Болгарской Гидрометеорологической Службы (София).

Рассмотрим твердую сферическую частичку с радиусом  $r_0$  (т. н. конденсационное ядро), находящуюся в водяном паре с упругостью  $p_1$ . Посредством отложения молекул водяного пара на ней, частичка растет и достигает до зародыша водяной капли с радиусом  $r_k$ , причем  $r_k > r_0$ .

Обозначим газообразную жидкую и твердую фазы соответственно индексами 1, 2, 3 (фиг. 2, стр. 334). Тогда удельные граничные энергии между всеми тремя фазами могут быть обозначены соответственно через  $\sigma_{1,2}$ ,  $\sigma_{2,3}$  и  $\sigma_{1,3}$ , а соответственные граничные поверхности  $O_{1,2}$ ,  $O_{2,3}$  и  $O_{1,3}$ .

Граничные поверхности, которые имеют сферическую форму, даются выражениями

$$O_{1,2} = 4 \pi r_k^2; O_{2,3} = 4 \pi r_0^2; O_{1,3} = 4 \pi r_0^2$$

откуда следует что  $O_{2,3} = O_{1,3}$ .

Используя положения *Volmer'a* [5] работу необходимую для облазования зародыша капли  $A^*_k$  можно представить посредством затраченной работы  $A_0$  по созданию поверхности зародыша и полученной работы  $A_v$  при создании объема зародыша, так что

$$A^*_k = A_0 - A_v$$

Работа по созданию поверхности зародыша равна

$$A_0 = \sigma_{1,2} O_{1,2} + \sigma_{2,3} O_{2,3} - \sigma_{1,3} O_{1,3} = 4 \pi r_k^2 \sigma_{1,2} + 4 \pi r_0^2 \sigma_{2,3} - 4 \pi r_0^2 \sigma_{1,3}$$

или

$$A_0 = 4 \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - 4 \pi r_0^2 (\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3})$$

Работа по созданию объема зародыша выражается

$$A_v = V_{1,2} (p_2 - p_1)$$

где

$$V_{1,2} = \frac{4}{3} \pi (r_k^3 - r_0^3)$$

а  $p_1$  и  $p_2$  соответственно упругость газообразной и жидкой фаз.

Из уравнения *Thomson-Gibbs'a* следует, что

$$p_2 - p_1 = \frac{2 \sigma_{1,2}}{r_k}$$

Тогда работа по созданию объема зародыша будет

$$A_v = \frac{8}{3} \pi (r_k^3 - r_0^3) \frac{\sigma_{1,2}}{r_k}$$

Вся работа по образованию зародыша будет

$$A^*_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - 4 \pi r_0^2 (\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3}) + \frac{8}{3} \pi \frac{r_0^3}{r_k} \sigma_{1,2} \quad (2)$$

Когда конденсационное ядро (или подстилающая поверхность) является гигроскопичным телом или смачивается вполне водой, равновесие поверхностных сил обуславливает зависимость

$$\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3} = \sigma_{1,2} = \sigma \quad (3)$$

где  $\sigma$  этом случае  $T$  является поверхностным натяжением воды. Тогда подставив в (2) зависимость (3) получаем для работы необходимой для образования зародыша капли вокруг вполне смачиваемого ядра  $A_k$  уже известное выражение (1).

В самом общем случае, когда подстилающая поверхность не смачивается вполне жидкостью, а существует какой-то угол смачивания, равновесие поверхностных сил (фиг. 1, стр. 334) дается условием

$$\sigma_{1,2} = \sigma_{2,3} + \sigma_{1,3} \cos \varphi \quad (4)$$

где  $\varphi$  угол смачивания.

Положив из (4)

$$\sigma_{1,3} - \sigma_{2,3} = \sigma_{1,2} \cos \varphi$$

а подставив его в (2), получаем для работы, необходимой для образования зародыша-капли вокруг не вполне смачиваемого ядра выражение

$$A^*_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma_{1,2} - \frac{4}{3} \pi r_o^3 \sigma_{1,2} \left( 3 \cos \varphi - 2 \frac{r_o}{r_k} \right) \quad (5)$$

где  $\sigma_{1,2} = \sigma$  поверхностное натяжение воды. Отсюда видно, что при одних и тех же условиях в атмосфере эта работа зависит, как от  $\cos \varphi$  так и от величины ядер  $r_o$ . При  $\varphi = 0$ , т. е. когда ядро вполне смачиваемо водой, для выражения работы получается выведенная раньше зависимость (1). При  $\varphi = 180^\circ$ , т. е. ядро вполне несмачиваемо водой, для выражения работы получается зависимость

$$A^{**}_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma + \frac{4}{3} \pi r_o^2 \sigma \left( 3 + 2 \frac{r_o}{r_k} \right) \quad (6)$$

Как видно из (6) эта работа всегда больше работы необходимой для образования зародыша-капли в гомогенном водяном паре (образования без помощи посторонних зародышей) для любой величины зародыша  $r_o$ . Следовательно, вполне не смачиваемая частичка произвольной величины, не может служить зародышем капли при существующих условиях пересыщения водяного пара в атмосфере. Это является действительным при убывающем угле смачивания включительно до  $\varphi = 90^\circ$ . Полученный результат, что вполне несмачиваемые ядра не могут служить конденсационными ядрами в атмосфере опровергает опытные результаты *C. Junge* [6], которые утверждает, что твердые нерастворимые и несмачиваемые ядра могут служить конденсационными зародышами. Вероятно, что при своих опытах *Junge* работал с не вполне смачиваемыми ядрами, которые при известных условиях как мы покажем ниже, могут действовать как конденсационные зародыши, но что он не работал с вполне несмачиваемыми ядрами, почти не существующими в действительности и представляющими известный предельный случай.

Для того чтобы найти условия, при которых не вполне смачиваемые ядра могут служить конденсационными зародышами при значениях угла смачивания  $0 < \varphi < 90^\circ$  мы рассматриваем отношение  $A^*_k/A^0_k$ , т. е. отношение между работой необходимой для образования зародышей при не вполне смачиваемых ядрах  $A^*_k$  и работой необходимой для образования зародышей в гомогенном водяном паре  $A^0_k$  (без посторонних зародышей). Из зависимостей (1а) и (5) получаем для отношения между работами

$$\frac{A^*_k}{A^0_k} = 1 - 3 \cos \varphi \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^2 + 2 \left( \frac{r_o}{r_k} \right)^3 \quad (7)$$

На *фиг. 3* (стр. 336) представлено  $A^*_k/A^0_k = f \left( \frac{r_o}{r_k} \right)$  при значениях  $< 90^\circ$ .

Кривая при  $\varphi = 0^\circ$  представляет отношение  $A_k/A^0_k$ , т. е. отношение между работой при вполне смачиваемых ядрах и работой при гомогенном водяном паре. Видно, что  $A_k \rightarrow 0$ , когда  $r_o \rightarrow r_k$ . Для  $0 < \frac{r_o}{r_k} < 1$  всегда существует  $A_k < A^0_k$ .

При значениях  $\varphi$  отвечающих условию

$$0 \leq \varphi \leq 48^\circ 12' \quad (8)$$

работа необходимая для образования зародыша-капли на не вполне смачиваемом ядре  $A^*_k$  всегда меньше или равна работе необходимой для образования зародыша-капли в гомогенном водяном паре  $A^0_k$  для всех значений отношения

отношения  $\frac{r_o}{r_k}$  удовлетворяющих условию

$$0 \leq \frac{r_o}{r_k} \leq 1 \quad (9)$$

Это значит, что существует некоторый предельный угол смачивания  $\varphi = 48^\circ$  такой что при угле меньше его не вполне смачиваемые ядра действуют как зародыши при любом  $r_o$ .

Для значений  $\varphi$ , однако, удовлетворяющих условию

$$48^\circ 12' < \varphi < 90^\circ \quad (10)$$

для любого  $\varphi$  существует некоторая критическая величина отношения  $\frac{r_o}{r_k}$ , такая что, при величине этого отношения большей ее, ядра не могут действовать как зародыши, так как для значений  $\left(\frac{r_o}{r_k}\right) > \left(\frac{r_o}{r_k}\right)_{kp}$  всегда выполняется условие  $A^*_k > A^o_k$ . Как видно из фиг. 3, например, при  $\varphi = 60^\circ$ ,  $\left(\frac{r_o}{r_k}\right)_{kp} = 0,74$ . Чем больше

$\varphi$  приближается к  $90^\circ$ , тем больше уменьшается критическая величина не вполне смачиваемого ядра по отношению величины зародыша (отмечающего соответствующему пересыщению), меньше которой оно может служить зародышем. Например, для значений  $\varphi > 70^\circ$ , радиус не вполне смачиваемого ядра должен быть меньше половины радиуса зародыша, отвечающего соответствующему пересыщению для того чтобы ядро действовало как зародыш (или точнее чтобы ядро увеличилось до зародыша с размерами  $r_k$ ).

Для любого  $\varphi$  удовлетворяющего условию  $0^\circ < \varphi < 90^\circ$  функция (7) имеет минимум, т. е. работа необходимая для образования зародыша  $A^*_k$  наименьшая, что показывает, что существует некоторое наиболее благоприятное соотношение между углом смачивания  $\varphi$  и радиусом ядра  $r_o$ . Дифференцируя (7)

при  $\varphi = const$  по отношению  $\frac{r_o}{r_k}$  и приравняв нулю, получаем зависимость

$$\frac{r_o}{r_k} = \cos \varphi$$

или

$$r_o = r_k \cos \varphi \quad (11)$$

Зависимость (11) показывает, что если известен угол смачивания для данного вещества, то для любого пересыщения  $\ln \frac{p_k}{p_{os}} = \frac{2 \sigma M}{\rho R T r_k}$ , можно определить величину ядер этого вещества, которые будут действовать наиболее эффективно как зародыши, с помощью зависимости

$$r_o = \frac{2 \sigma M}{\rho R T \ln \frac{p_k}{p_{os}}} \cos \varphi \quad (12)$$

Минимальное соотношение между работами необходимыми для образования зародышей  $(A^*_k/A^o_k)_{min}$ , или что то же, наименьшая работа  $A^*_k$  для любого  $\varphi$  дается выражением

$$\left(\frac{A^*_k}{A^o_k}\right)_{min} = 1 - \left(\frac{r_o}{r_k}\right)^3 = 1 \cos^3 \varphi \quad (13)$$

(что на фиг. 3 представлено пунктирной кривой).

При одних и тех же величинах вполне смачиваемых и не вполне смачиваемых ядер, работы необходимые для образования зародышей при одних и тех же пересыщениях относятся как

$$\frac{A^*_k}{A_k} = \frac{1 - 3 \cos \varphi \left(\frac{r_o}{r_k}\right)^2 + 2 \left(\frac{r_o}{r_k}\right)^3}{1 - 3 \left(\frac{r_o}{r_k}\right)^2 + 2 \left(\frac{r_o}{r_k}\right)^3} \quad (14)$$

где через  $A_k$  обозначена работа необходимая для образования зародыша из вполне смачиваемого ядра. Значения  $\frac{A^*_k}{A_k}$  получаются из отношения между ординатами кривых для различных  $\varphi$  и кривой  $A^*_k = f\left(\frac{r_o}{r_k}\right)_{\varphi=0}$ , или что то же, кривой  $A_k = f\left(\frac{r_o}{r_k}\right)$ . Эти отношения показывают, что несмотря на то, что работы  $A^*_k$  меньше  $A^0_k$  они все же больше работ при вполне смачиваемых ядрах  $A_k$ . При одном и том же  $\varphi$ , отношение  $A^*_k/A_k$  убывает с уменьшением размеров ядер. Это значит, что при ядрах малых размеров решающим обстоятельством для наступления конденсации является величина ядра и она играет большую роль, чем его смачиваемость.

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Л. Кръстанов, Върху някои основни въпроси в микрофизиката на облаците, Трудове на ЦМИ, т. I, 1941, стр. 15.
- [2] L. Krastanov, Bemerkungen zur Klärung des Problems der atmosphärischen Eisteilchenbildung, Met. Zeitschr. 61, 1944, S. 19.
- [3] Л. Кръстанов, Върху някои основни въпроси при кондензационните процеси в атмосферата, Год. на Соф. унив., т. XIV, 1947—48, стр. 5.
- [4] L. Dufour et R. Defay, Sur la formation des germes de condensation et de solidification autour d'un noyau solide insoluble, Tellus, vol. 5., № 3, 1954 p. 296.
- [5] M. Volmer, Kinetik der Phasenbildung, Dresden u. Leipzig 1939, S. 100.
- [6] C. Junge, Zur Frage der Kernwirksamkeit des Staubes, Met. Zeitschr 56, 1936. S. 186.

### Der siebzigjährige Dr. Franz Baur

Professor Dr. Franz Baur, ein Bahnbrecher der Forschungen über mittlereuropäische langfristige Prognose und Mitglied des Redaktionsausschusses unserer Zeitschrift hat im Februar dieses Jahres sein siebzigstes Lebensjahr vollendet.

Professor Baur kam bereits im Anfangsstadium seiner Forschungen in Verbindung mit unserer Zeitschrift, resp. mit der Ungarischen Meteorologischen Gesellschaft, indem er im Jahre 1927 den durch die Gesellschaft für Forschungen über Probleme der langfristigen Prognose ausgeschriebenen Tolnay-Preis gewann und seine Arbeit unter dem Titel „Grundlagen der Vorhersage der durchschnittlichen Niederschlagsmenge des Monats Juli in Ungarn“ im Jahrgange 1927 der „Időjárás“ abgedruckt wurde.

Zu dieser Zeit erhielt er den offiziellen Auftrag vom preussischen Meteorologischen Institute zur Ausführung von Forschungen über Vorhersagen auf längere

Frist. Im Jahre 1929 übernahm er die Leitung der im Rahmen des preussischen Landwirtschaftsministeriums errichteten „Forschungsstelle für langfristige Witterungsvorhersage.“ Diese Institution kam im Jahre 1935 als selbständiges Institut zum Reichswetterdienst, wo es im Jahre 1945 infolge von Kriegsschäden und finanziellen Schwierigkeiten seine Tätigkeit einstellen musste.

Im Anfange seiner Forschungen über langfristige Vorhersage befasste sich Professor Baur mit regionalen Korrelationen. Sein diesbezügliches grundlegendes Werk erschien im Jahre 1926 unter dem Titel „Grundlagen einer Vierteljahrstemperaturvorhersage für Deutschland“, in welchem er jene Gebiete, bzw. Witterungselemente bestimmte, die zum Zwecke der jahreszeitlichen Temperaturvorhersage Deutschlands über einen genügend starken Korrelationsfaktor verfügen. Die Korrelationsmethode wurde von ihm später in einer verfeinerten Form auf Druckände-

rungen von 48 resp. 72 Stunden erweitert. Auf dieser Grundlage wurden in den Jahren 1933—1939 von seinem Institute in der Sommerperiode Vorhersagen auf 10 Tage systematisch herausgegeben, die ein hohes Bewährungsprozent aufwiesen. Professor *Baur* befasste sich auch eingehend mit der prognostischen Bedeutung der Druckwellen, bzw. Rhythmen.

Im Jahre 1947 veröffentlichte er seine Untersuchungen über die Systematisierung makrosynoptischer Luftdrucklagen unter dem Titel: „Musterbeispiele europäischer Grosswetterlagen“. Im Anfang wurden 25 makrosynoptische Hauptlagen unterschieden und im Zusammenhange mit diesen gab er eine Beschreibung des zu erwartenden Witterungsablaufes. (Auf Grundlage dieses Werkes kam die gemeinsame Arbeit von *Hess* und *Brezowsky* — mit dem Titel: Katalog der Grosswetterlagen — zustande, wo 18 Hauptlagen unterschieden werden.)

Professor *Baur* erwarb sich grosse Verdienste auf dem Gebiete der Förderung einer möglichst schnellen und systematischen Publikation von Witterungsangaben, besonders von Monatsmitteln, — gerade zu Zwecken der Lösung von Aufgaben der langfristigen Prognose. Vom Jahre 1936 angefangen gab er Monatsberichte unter dem Titel „Mitteleuropäischer Witterungsbericht“ aus, die ausser Karten der Luftdruckverteilung der nördlichen Hemisphäre, bzw. deren Anomalien auch 500 mb Karten der natürlichen synoptischen Perioden enthielt.

Seine Gedanken über die Grundlagen der langfristigen Prognose brachte er in seinem in 1937 und später in 1942 erschienenen Werke „Einführung in die Grosswetterforschung“ vor die Öffentlichkeit. Die dritte Auflage des Buches konnte im Jahre 1948 bereits unter dem Titel: „Einführung in die Grosswetterkunde“ erscheinen.

Herrn Professor *Baur* verdanken wir die Erforschung der auch mathematisch hinlänglich bewiesenen Zusammenhanges zwischen der Sonnenaktivität und dem Wetter. Seine erste diesbezügliche Abhandlung erschien im Jahrgange 1925 der *Monthly Weather Review*. Hier stellt er fest, wann auf den einzelnen Gebieten der nördlichen Hemisphäre die zu den Minima, bzw. Maxima des Sonnenfleckenzyklus bezogene Temperaturextremwerte zustande kommen. Seine Theorie über

den Mechanismus der atmosphärischen Einwirkung der Sonnentätigkeit publizierte er im Jahre 1949 („Zurückführung des Grosswitters auf solare Erscheinungen“). Hier werden die Variationen der Ultraviolettstrahlung der Sonne als Wirkungsfaktor bezeichnet, welcher sich auch in den Charakterzahlen der erdmagnetischen Störungen widerspiegelt.

In seinem neuesten Werke („Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen“, 1956.) liefert er ebenfalls mehrere Beweise des Zusammenhanges zwischen Sonnentätigkeit und Witterung. So gelang es ihm unter anderem eine Regel zu finden bezüglich der Häufigkeitsverteilung der sich innerhalb des Sonnenfleckenzyklus ergebenden kalten Winter.

Er wirkte auch bei der Ausgabe von *Hann—Süring's* Lehrbuch der Meteorologie (1949), *Linke's* „Taschenbuch“, sowie des Compendium of Meteorology (1951) mit.

Auch die obige Zusammenfassung der Tätigkeit Herrn Professors *Baur* überzeugt uns von seiner überragenden Bedeutung auf dem Gebiete der äusserst komplizierten Probleme der langfristigen Wettervorhersage. Er ist zugleich auch ein zäher Befürworter der gleichzeitig auszuführenden Forschungen über Sonnenphysik und der Makro-Witterung. Dieser Gegenstand wird übrigens auch in einer in unserer vorliegenden Nummer veröffentlichten umfassenden Arbeit Professors *Baur* behandelt. Wir wollen hoffen, dass die grosszügige Konzeption Herrn Professors *Baur* über die internationale wissenschaftliche Zusammenarbeit als Resultat des Internationalen Geophysischen Jahres und durch die auf dem Gebiete der Sonnenphysik erzielten Fortschritte zur Verwirklichung gelangt. Diese Zusammenarbeit wird sich auch gewiss äusserst fördernd für die makrosynoptischen Forschungen und mithin für die Entwicklung der langfristigen Wettervorhersage auswirken.

Im Namen des Redaktionsausschusses unserer Zeitschrift begrüssen wir herzlichst Herrn Professor *Baur* zu der siebzigsten Jahreswende und wünschen ihm aus ganzem Herzen, dass er in guter Gesundheit und voller Schaffenskraft seine an dauernden Resultaten so reiche Forschungstätigkeit noch viele Jahre hindurch fortsetze zur weiteren Förderung und Gedeihen unserer Wissenschaft.

Z. Berkes

**HYDROGRAPHIC YEAR-BOOK.** Vol. LX, 1955. Published by the Section of Hydrography of the Research Institute for Water Resources functioning within the General Water Board, Budapest, 1957.

The Hungarian Hydrological Service celebrating the 70th anniversary of its existence — and functioning almost entirely within the range of the Research Institute for Water Resources — publishes in its Year-Book Vol. LX the hydrological data of the year 1955. (I) After an introductory *hydrological characterisation* (II) follows the hydrological part in the proper sense (III—IV) comprising data of *day-water* and *subsurface water* collected from the material of many recording stations. It seems to be worth mentioning among others that the Hungarian Service was in 1955 in a position of employing not only data of the home gauging stations but in addition also the daily data of 14 Czechoslovak, 12 Carpatho-Ukrainian, 26 Rumanian, 34 Yugoslav and 3 Bulgarian stations. As an interesting fact — from the meteorological point of view — it must be noted that recordings of water temperature are carried out daily by 52 gauging stations. Although the network of hydrometeorological stations has been handed over organisationally to the Central Institute of Meteorology by the Research Institute for Water Resources, its network of 14 stations for studies has been nevertheless enlarged with 4 new stations. The importance of the latter has been dealt with in our journal when giving a description of the Scientific Research Station for Irrigation and Rice-Cultivation at Szarvas. The number of groundwater-wells amounts to 985 and thus together with those 1185 wells functioning for purposes of studies, it exceeds 2000. The programme of the service has been considerably enlarged by the recordings of discharge, drift water and silting, and mainly hydrological conditions of the most important places (Balaton, Tiszalök, Hernád, Kapos, Sajó etc.) and the circumstances of their alterations have been thoroughly studied on basis of an abundant material of data. Important work has been carried out by the Laboratory of the Research Institute for Water Resources in the domain of researches on soil and drift tests and channel material (more than 13.000 testings have been executed).

In Part V. of the book weather characteristics are given on the year 1955 by stressing the important features from the hydrological point of view. Besides of dealing with the forming of conditions of precipitation and temperature, data of soil-temperature, duration of sunshine and evaporation complete this part. It must be mentioned here that the abundant material of maps and diagrams is of great value in the part on the weather, where the published data are completed with maps of precipitation in colour-printing, as well as with graphs and diagrams representing the distribution in geographical space and time. This way of representing the elements is most valuable for research workers because connections may be pointed out best in this way. Coloured maps of station networks enable us to obtain a rapid survey and it also furthers the manageability of the material of this Year-Book.

All those employing a vast material of meteorological observations in the different domains of research-work, will make a good use of the Hydrographic Year-Books because valuable data are mainly practical forms and ways of grouping and publication are to be found in them, which are lacking in other meteorological publications in our country.

On the occasion of the 70th anniversary we express our warmest greetings to the publishing Board and Institute and we wish a further development and enlargement of their valuable publication to the benefit of both Science and our country.

M. Kéri

ČESKOSLOVENSKÁ AKADEMIE VĚD: *Studia geophysica et geodaetica*. Zeitschrift für Geophysik, Meteorologie und Klimatologie, Geodäsie. Jahrgang I., Nr. 1. Herausgegeben von dem Geophysischen Institute der Tschechoslovakischen Akademie der Wissenschaften. 196 + XVI (B/5) Seiten. Praha, 1957.

Die Literatur der Geophysik ist mit einem neuen Beitrage reicher geworden: in der Ausgabe der Tschechoslovakischen Akademie der Wissenschaften ist die erste Nummer der Zeitschrift „*Studia geophysica et geodaetica*“ erschienen. Die Zeitschrift hat

hr Entstehen — wie dies in seiner Einleitung *Josef Ryšavý*, Akademiker und Präsident der Tschechoslovakischen Nationalen Kommission für Geodäsie und Geophysik hervorhebt — einem bereits lange geäußerten Wunsche zu verdanken. Das Hauptziel der Zeitschrift ist die Sicherung einer Publikationsmöglichkeit für sämtliche Gebiete der Geophysik berührenden bedeutenderen selbständigen wissenschaftlichen Arbeiten. Der inhaltliche Umfang der Zeitschrift ist ausgedehnt, da sie sich auch auf Gebiete der Geophysik, wie jene der Meteorologie, der wissenschaftlichen Hydrologie und der Geodäsie erstreckt. Sämtliche Abhandlungen erscheinen in einer ausländischen Sprache — in russischer oder in irgendwelcher der westeuropäischen Sprachen, um einem je bedeutenderen Kreise der Forscher auf dem interessierten Wissensgebiete die Resultate theoretischer und praktischer Forschungen der tschechoslovakischen Wissenschaftler zugänglich zu machen. Ausser einer Bekanntgabe der auf dem Gebiete der Wissenschaften erzielten Resultate ist die Zeitschrift auch zu der Förderung und Ausbreitung der Beziehungen und Zusammenarbeit mit den der Internationalen Geodäsischen und Geophysikalischen Union angehörenden Organisationen berufen. Auch soll jener praktische Nutzen der Publikation nicht unterschätzt werden, welcher in der von valutarischen Schwierigkeiten freien Beschaffung der schwer zugänglichen ausländischen Literatur besteht.

Die Zeitschrift erscheint in jährlich zwei Nummern in einem Umfange von etwa 400 Seiten. In der Liste des Redaktionskommittees finden wir so bekannte Meteorologen, wie *Stanislav Brandejs* (Hauptschriftleiter), *Josef Jilek*, *Mikulaš Konček* und *Štefan Petrovič*.

Nach der Einleitung folgt ein Nekrolog über den, im Oktober 1956 in seinem 78-ten Lebensjahre verschiedenen bekannten Meteorologen und Klimatologen und Professor der Karl-Universität *Dr. Stanislav Hanzlík*. Diesem Artikel folgen 4 geodätische, 4 seismologische und 5 meteorologische Abhandlungen, und die Nummer wird nach dieser Reihe von längeren Artikeln mit kürzeren Mitteilungen und einer Chronik abgeschlossen.

Es ist uns leider nicht die Möglichkeit geboten, von sämtlichen, mehrere Teilgebiete der Geophysik behandelnden Abhandlungen auch nur eine flüchtige Darstellung zu geben und anstatt dessen können wir uns nur auf eine Inhaltsangabe und Rezension der Abhandlungen meteorologischen Inhaltes beschränken.

Die Reihe der meteorologischen Abhandlungen wird mit einer Arbeit *Vojtech Vitek's* (Meteorologisches Institut der Prager Karl-Universität) „Zum Problem des Studiums des Modells der barotropen Atmosphäre“ eingeleitet. In der Abhandlung wird ein Spezialfall der allgemeinen horizontalen Strömung, die divergenzfreie horizontale Strömung, einer hydrodynamischen Analyse unterworfen; dieselbe geht also aus der Grundvoraussetzung des barotropen Modells aus. Zur Analyse der allgemeinen horizontalen Strömung schlägt der Verfasser eine neue Methode vor, die ihre Gültigkeit auch in solchen Fällen behält in welchen der Wert der absoluten Turbulenz nicht verschwindet. Diese Methode kann auch dann angewendet werden, wenn der Wert des Coriolis-Parameters auf Zero zustrebt, also in den in Nähe des Equators liegenden Gebieten. Im weiteren wird die Turbulenz des ageostrophischen Windes analysiert und einige neue Zusammenhänge zwischen dem Druck- und Bewegungsfeld, sowie zwischen Turbulenz und Divergenz abgeleitet.

Bei der Bestimmung der divergenzfreien horizontalen Strömung geht der Verfasser von der Turbulenzgleichung aus. Angenommen, dass die divergenzfreie Strömung nur auf einem bestimmten Niveau der Atmosphäre vor sich geht, wird die vertikale Advektion der Strömung, sowie die Umgestaltung der horizontalen Strömungskomponente in eine vertikale Komponente in Betracht gezogen. Von diesen Eigenschaften weicht die divergenzfreie Strömung darin ab, dass die Turbulenz bereits keine unabänderbare Eigenschaft des Luftpartikels ist. Im Laufe der weiteren bestimmt der Verfasser jene notwendige und hinreichende Bedingung, bei welcher die Isotärenfläche mit dem Niveau der Zero-Divergenz zusammenfällt, vorausgesetzt, dass das Coriolis-Parameter konstant ist. Es geht aus obigem hervor, dass auf dem Niveau der Zero-Divergenz die ageostrophische Strömung gleichbleibend ist und auf dieser Schicht die Zirkulation eine unabänderliche Eigenschaft der Luftmasse bildet. Zur Charakterisierung des Bewegungsfeldes und Druckfeldes der Zero-Divergenzschicht wird eine neue Funktion, das Barotropenzial herangezogen.

In der Abhandlung von *Stanislav Brandejs* und *Vojtech Vitek* (Meteorologisches Institut der Karl-Universität, Prag) „Prognostische Gleichungen des baroklinen Modells bei thermischem Winde gleichbleibender Richtung“ werden allgemeine Gleichungen auf solche baroklinen Modelle aufgestellt, die von einem thermischen Winde von gleich-

bleibender Richtung charakterisiert werden. Die erste Gleichung ist das Resultat der Integration der Turbulenzgleichung, die zweite kann aus der Differenz der sich auf die obere und untere Grenze der untersuchten Luftschicht beziehenden Turbulenzgleichungen erhalten werden. Die dritte Gleichung ist die von *Sutcliffe* und *Forsdyke* abgeleitete Tendenzgleichung der relativen Topographie. Aus diesen allgemeinen Zusammenhängen ergeben sich im Wege von geostrophischer Annäherung die prognostischen Gleichungen von *Sawyer—Bushby* und die von *Eliassen* abgeleiteten Gleichungen des advektiven Modells.

Die Abhandlung bringt zwei Varianten des *Sawyer—Bushby* Modells. Die erste führt — anstatt der geostrophischen Annäherung — die genauere ageostrophische Annäherung ein. In diesem Falle besteht der Windvektor aus der Summe von zwei imaginären Vektoren, von denen der erste durch das Feld der Strömungsfunktion, der zweite aber von dem Potenzialfeld der Divergenz bestimmt wird. Auf Grund der Divergenzgleichung werden vom Verfasser weitere prognostische Zusammenhänge abgeleitet um ein abgeschlossenes System der Gleichungen der ageostrophischen Variante ausgestalten zu können.

Bei der anderen Variante des Modells von *Sawyer—Bushby* behält der Verfasser die geostrophische Annäherung unter der Bedingung, dass die vertikale Geschwindigkeit eine Summe von dynamischen und topographischen Komponenten ist. Da diese Bedingung die Zahl der unbekannt Grössen erhöht, ergab sich für den Verfasser die Notwendigkeit aus der Divergenzgleichung weitere prognostische Gleichungen abzuleiten und die Lösung des untersuchten Gleichungssystems anzugeben.

Einer besonderen Erwähnung bedarf die Abhandlung von *Otakar Zikmunda* (Meteorologisches Institut der Karl-Universität, Prag) „Prognose der absoluten Topographie von 1000 mb mittels graphischer Methode“. Unter den objektiven Prognosemethoden der verschiedenen Isobarenflächen verdient die Prognose der 1000 mb-Fläche eine besondere Beachtung, da diese mit dem bodennahen barischen Bilde identifiziert werden kann. Der Verfasser nimmt die Turbulenzgleichung zum Ausgangspunkte und unter Inbetrachtung der bodennahen Bedingungen reduziert sich die Gleichung auf zwei Glieder: auf einen advektiven und auf einen divergenten Faktor. Die advektive Komponente der lokalen Veränderung der relativen Turbulenz kann leicht und genau bestimmt werden, die Errechnung des divergenten Gliedes ist dagegen viel komplizierter. Mit der Annahme, dass die Divergenz und Windänderung eine lineare Funktion des Druckes ist, konstruiert der Verfasser einen neuen Ausdruck für die bodennahe Divergenz und, als Folge dessen, ersetzt er den Ausdruck des divergenten Gliedes durch ein advektives Glied. Die zeitliche Veränderung der Turbulenz auf der 1000 mb-Fläche wird schliesslich teils durch die auf dieser Fläche beobachteten Advektion der Turbulenz, teils durch die mit dem thermischen Winde genommene Advektion der Turbulenz der 1000 und 500 mb Flächen bestimmt. Die Auswirkung der thermischen Advektion wird durch die Lage der Zero-Divergenzschicht und durch eine skalare Funktion bestimmt. Als eine Zero-Divergenzschicht wird vom Verfasser die 600 mb-Schicht betrachtet, obwohl die Höhe derselben von dem Entwicklungsgrade des Druckgebildes abhängig ist. Bei der Errechnung der Turbulenz wird die geostrophische Annäherung angewendet. Im weiteren werden vom Verfasser die einzelnen Glieder der Turbulenzgleichung mit der Methode von *Fjertoft* umgestaltet und sodann die Phasen der Errechnung der einzelnen Faktoren beschrieben.

Ein besonderer Verdienst der Arbeit ist es, dass die Vorhersage der 100 mb-Fläche von dem Verfasser mit der obigen Methode in vier synoptischen Lagen versucht wurde. Die Abweichung zwischen den tatsächlichen und vorhergesagten Geopotentialwerten wird durch einen mittleren Korrelationskoeffizienten von 0,61 gekennzeichnet, welcher als ein befriedigender Wert erachtet werden kann, denn die Wetterlage war in den untersuchten Fällen äusserst kompliziert. Die Fehler ergaben sich teilweise dadurch, dass sich die prognostisierten und tatsächlichen Druckzentren im Vergleich zueinander eine Verlagerung aufwiesen. Als eine weniger bedeutende Fehlerquelle erwies sich die Abweichung in der Intensität der isallobarischen Zentren. Die aus der Lage und Intensität der isallobarischen Zentren herrührende Fehler ergeben sich vermutlich aus der Voraussetzung der räumlichen und zeitlichen Stabilität der Zero-Divergenzschicht. Der Verfasser betont ausdrücklich, dass das divergente Glied nicht vernachlässigt werden kann, da seine Auswirkung in bestimmten Fällen sogar den Wert der advektiven Komponente übersteigen kann.

Zum Abschluss seiner Abhandlung vergleicht der Verfasser die regionale Verteilung der für die Flächen von 1000 und 500 mb errechneten relativen Divergenz. Wie es zu erwarten war, ist die Übereinstimmung nicht besonders zufriedenstellend. Die Erklärung

dessen wird von dem Verfasser in zwei Ursachen gefunden: einerseits darin, dass die Prognose des barischen Feldes noch nicht genügend pünktlich ist und zweitens in der Annahme, dass der Niederschlag ausschliesslich die Folge der vertikalen Strömung ist.

Nach der Reihe der Arbeiten längeren Umfanges folgen zwei kleinere Abhandlungen. In der ersten untersucht *Jiri Fěrchtgott* (Hydrometeorologisches Institut) die topographischen und meteorologischen Voraussetzungen der hinter den Bergrücken auftretenden periodischen Wellen. In dem Artikel von *Ladislav Krěvský* (Astronomisches Institut) werden Probleme der Homogenisierung von Zahlenreihen der in Prag-Klemen-tinum über 153 Jahre registrierten Niederschlagsmessungen behandelt.

Bereits der obige skizzenhafte Überblick überzeugt den Leser davon, dass die tschechoslovakischen Meteorologen mit der in den letzteren Jahren sich sprunghaft vor sich gehenden Entwicklung der dynamischen und synoptischen Meteorologie Schritt halten und ihre auf diesem modernen Forschungsgebiete ausgeführte Arbeit unsere bisherigen Kenntnisse mit wertvollen Ergebnissen bereichert.

Eines besonderen Hervorhebens bedürfen auch noch die den einzelnen Abhandlungen beigegefügte Bilderteile und unter diesen ganz besonders die Wolkenbilder zu dem Artikel von *Fěrchtgott*, die einem jeden Wolkeratlas zur Zierde gereichen würden. Die sorgfältig verfertigten Abbildungen und die hochentwickelte Typographie einberechnend kann ohne Übertreibung festgestellt werden, dass die „*Studia geophysica et geodaetica*“ einen grossen Gewinn für die internationale Literatur der Geophysik bedeuten.

I. Bcdolai

НОВЫЙ СОВЕТСКИЙ АТЛАС ОБЛАКОВ: «Атлас Облаков» Гидрометеорологическое Издательство, Ленинград, 1957. 66 (в/5) стр. поясняющий текст, 5 рис., и 73 (В/4) стр. с 131 иллюстрациями облаков.

Гидрометеорологическое Управление СССР издало новый атлас облаков, подготовительные работы которого были проведены Центральной Аэрологической Обсерваторией. Книжка во 66 страниц, содержащая пояснения, делится на четыре главы (кроме введения). Глава 1 содержит классификацию облаков. При известной распределении здесь подчеркивается различие облаков на основе выпадающих из них осадков. Автор указывает на то, что выпадающие осадки могут быть тесно связаны с формами облаков. Так например, ливневые осадки обычно выпадают из кучево-дождевых облаков (*Cs*), обложные осадки из высоко слоистых облаков (*Ns*) и слоисто-дождевых облаков (*As*), а моросьные осадки из слоистых облаков (*St*). В главе 2 трактуются основные формы облаков, а также их виды и разновидности, по классификации и международного атласа облаков. Описание отдельных форм производится по следующему пунктам: внешний вид, высота основания, толщина слоя, микрофизическое строение, оптические явления и прозрачность, осадки. Большая часть этих фигурирует и в международном атласе облаков — правда, без подразделений, — но подчеркивание микрофизического строения и выпадающих осадков является нововведением. Эти данные — как мне было сообщено в Центральной Аэрологической Обсерватории — были составлены на основе материала пятилетнего исследования. В течение этого времени были исполнены свыше 500 000 обсерваций по физике облаков. В обсерватории специальное отделение занимается с микроструктурой облаков, т. е. с формами выпадающих осадков.

Глава 3 содержит связи, существующие между формами облаков, т. е. системы облаков, принадлежащие к отдельным фронтам, а потом эволюцию форм облаков. Вводится новое группирование путем представления облаков в качестве местных признаков состояния погоды. Основанием этого является наблюдение, что некоторые формы облаков встречаются только вдоль фронтов, а другие формы чаще найдутся внутри однородных воздушных масс.

В главе 4 трактуют о местных формах облаков. К этим принадлежат облака горных стран, облака Арктики и облака над морями. Книжка заканчивается двумя весьма полезными приложениями; одно из них содержит транскрипцию по кириллице и словарь латинских названий форм, видов и разновидностей облаков и их сокращений, а другое дает табличное обозрение классификации облаков.

Атлас облаков содержит более чем 130 иллюстраций, 40 из них в двухцветках (синий и черный). Отдельные формы облаков представляются в том же порядке, в каком они трактуются пояснительным текстом, — начиная с верхних облаков до облаков вертикальной структуры. 17 иллюстрации в отдельной группе

показывают формы облаков в виде сверху. Последние 34 таблицы показывают местные облака. Представляет особенный интерес, что снимки были сделаны советскими исследователями, за исключением одного (японское торнадо Цучида). Атлас облаков является богатым в красивых иллюстрациях, которые, при их эстетической красоте, показывают нам реальные типы. Достойными упоминания являются среди типов местных облаков: морские туманы и облака вырывающиеся из долин. Отметим, что т. н. конденсационная полоса, вызванная самолетами, тоже помещалась среди форм облаков. Эта публикация является новым доказательством серьезной научной работы проведенной в Советском Союзе. Очень радостно, что издательство предоставило достойную форму этой работе.

3. Озорай

BEST, A. C. : **Physics in Meteorology** Sir Isaac Pitman & Sons Ltd. London, 1957. 160 pp., 26 figures, 13 tabulations.

Wide subject — small extent : this is the dilemma standing before an author with the task to give a short survey in some pages of a science extending over a large domain. Two ways may be followed under such circumstances: either to give only brief outlines of the subject without going into details, or to deal with some selected chapters in full length.

The last method was chosen by *A. C. Best* when writing the book under discussion. Although there was no possibility of dealing with every field of meteorology and despite of the fact that each chapter forms an independent unit, it must be stated after reading over the book that a coherent and comparatively complete picture of the fundamental problems in modern atmospherical physics has been drawn by the author.

The book is a volume in the series on applied physics, published by Pitman Ltd. The work does not require any thorough grounding in mathematics and physics but the reader will not be lost in detailed descriptions either. The author's aim was to show the place of meteorology within the sphere of physics and also to outline the applications of the principles of experimental physics on the free atmosphere.

The first chapter deals with the most important instruments used in meteorology, by giving a short description of the instruments used in near-ground and high atmospheric research and a detailed one of instruments used in clouds physics.

The second chapter — including the main field of interest of the author — contains accordingly more detailed discussion on microphysics of clouds, precipitation and fog. Tables of data are given, based on the author's own research concerning the growth of droplets.

Chapter III. deals with the fundamental laws of radiation and with the influence of the atmosphere on solar radiation, in the troposphere and stratosphere respectively.

Solution of basic problems of atmospheric electricity is strived for in chapter IV. The conditions of production rise and propagation of ions and also the variations in space and time of atmospheric electricity under circumstances of calm and disturbed (thundery) atmospheric conditions are examined. Some assumptions are made on the separation mechanism of charges in Cb. clouds.

In chapter V. wind-conditions in systems of large- and small extent, and the physical factors determining windflow are examined.

A survey of atmospheric optics and acoustics is contained in chapter VI. by giving a mathematical explanation of the deviations of the rays in near-the-ground levels in case of different stratification of temperature. Finally the conditions of the forming of a rainbow are studied.

Chapter VII. dealing with radiometeorology contains descriptions of the propagation of ultra-shortwaves and of its connection between atmospheric humidity and stability-conditions.

Extremely interesting is the last chapter of the book dealing with the possibilities of influencing the weather by technical means. It is demonstrated by a concrete example, that the explosion of an atomic-bomb is equivalent to an insignificant amount of energy, as compared to those controlling the large-scale processes of the atmosphere. (The amount of kinetic energy of the atmosphere is equal to the energy of 3 millions of A-bombs.) To conclude, brief outline of modern methods of rain-making by seeding the clouds and the limits of the same are given.

The book is well produced, its language is clear and simple. It is a highly interesting work for meteorologists, while research-workers of sciences bordering on meteorology will find in it a good survey of the physical problems of meteorology.

*P. Ambrózy*

Kiadásért és szerkesztésért felelős: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója  
A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ÉS AZ ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET LAPJA

Megjelent 950 példányban. — 2-574549 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)

MAGYAR  
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA